

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

О. И. ВОЛОДИЧЕВ

**МЕТАМОРФИЗМ  
ФАЦИИ  
ДИСТЕНОВЫХ  
ГНЕЙСОВ**

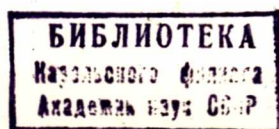
Метаморфизм фации дистеновых гнейсов (на примере беломорского комплекса). Володичев О.И. Изд-во „Наука“, Ленингр. отд., Л., 1975, стр. 1-170.

На основании комплексного изучения стратиграфии, тектоники, магматизма, метаморфизма и геохронологии устанавливается последовательность метаморфических процессов в длительной истории геологического развития (2.95-1.8 млрд лет) полиметаморфического беломорского комплекса района центральной части Западного Беломорья. Метаморфизм на всех этапах характеризовался условиями высоких давлений и соответствовал фациям дистеновых и дистен-мусковитых гнейсов. Фациально-метаморфическое расчленение пород проведено с помощью парагенетического анализа, основанного на выявленной закономерности изменения состава железомagneзиальных минералов при смене условий метаморфизма. При этом в качестве реперных используются парагенезисы в богатых калием глиноземистых гнейсах. Фация дистеновых гнейсов подразделяется на субфации дистен-ортоклазовых и дистен-мусковитых гнейсов, уточнена граница фаций дистеновых и дистен-мусковитых гнейсов. Особое внимание уделяется рассмотрению геологии и петрологии уникального комплекса пород субфации дистен-ортоклазовых гнейсов, сформировавшегося на раннем этапе развития беломорид. Приводятся данные о специфических геохимических условиях метасоматических процессов. Табл.-20, рис. - 43, библи.-152 назв.

Ответственный редактор  
В. А. Глебовицкий

В 20805-624  
055(02)-75 150-75

© Издательство „Наука“, 1975





## ВВЕДЕНИЕ

Детальное изучение геологии и петрологии метаморфических комплексов, широкое применение результатов экспериментального моделирования природных процессов и постоянное развитие методов парагенетического анализа значительно расширили в последние десятилетия представления геологов о термодинамических условиях регионального метаморфизма. Прежде всего это касается более сложного соотношения величин температуры и давления на современных схемах метаморфических фаций (Miyashiro, 1961; Маракушев, 1965, 1968; Den Tex, 1965; Добрецов и др., 1967, 1970, Hietanen, 1967; Винклер, 1969; Глебовицкий, 1973, и др.), где выделяются различающиеся по давлению типы метаморфизма, фациальные серии или комплексы разной глубинности, позволяющие провести более глубокий сравнительный анализ условий формирования метаморфических комплексов, а также проследить эволюцию метаморфизма на разных стадиях тектонического развития подвижных областей. Большое значение при исследовании приобретает комплексное применение методов структурной и метаморфической петрологии, которое помогает выявить в сложной истории геологического развития многообразие тектонических и метаморфических процессов, их последовательность и взаимосвязь, установить термодинамические и геохимические условия метаморфизма на каждом этапе их развития. Решение указанных вопросов имеет большое научное и практическое значение. Оно необходимо для более полной и объективной оценки истории геологического развития регионов, установления места, времени и условий образования метаморфогенных месторождений полезных ископаемых, кроме того, дает большой и интересный материал для познания закономерностей изменения режима температуры и давления при геосинклинальном развитии.

В настоящей работе на примере беломорского комплекса района центральной части Западного Беломорья приводится характеристика редкого, пока еще мало описанного в литературе метаморфизма фации средних температур и высоких давлений.

Беломорский комплекс, известный своими слюдяными месторождениями, является одним из наиболее изученных районов докембрия Советского Союза. Многие исследования были посвящены изучению его стратиграфии, тектонического строения, магматизма, абсолютного возраста, возрастных и геологических взаимоотношений с другими комплексами Балтийского щита, а также структурной локализации, геохимии и минералогии пегматитов. Однако специальным исследованием метаморфизма занималось сравнительно небольшое число геологов и в основном лишь широко развитыми здесь проявлениями

мигматизации и гранитизации. В результате вопросы регионального метаморфизма, обладающего рядом специфических особенностей, оказались к настоящему времени наименее изученными. Не было проведено анализа минеральных парагенезисов, позволяющего восстановить условия метаморфизма и закономерности их эволюции в пространстве и времени на разных этапах неоднократно проявленной в Беломорье складчатости, что в конечном итоге необходимо для решения вопроса о связи метаморфизма и пегматитообразования и для выявления условий, благоприятных для формирования слюдоносных пегматитов.

С 1964 г. по настоящее время на территории Западного Беломорья сотрудниками Института геологии Карельского филиала АН СССР под руководством М.М. Стенаря проводятся исследования по изучению петрологии пород Западного Беломорья. На первом этапе изучения М.М. Стенарем и др. (1967 г.) был получен большой фактический материал, который позволил сделать следующие основные выводы.

1. При изучении вещественного состава пород и стратиграфических разрезов устанавливается, что беломорская серия Кемско-Беломорского района аналогична беломорской серии Чупино-Лоухского района. Оба района относятся к единой подвижной зоне (по Е.П. Чуйкиной, ко внешней и внутренней зонам архейской геосинклинали).

2. Енско-Лоухский синклиниорий не замыкается в районе оз. Энгозеро, а продолжается далее на юго-восток до дер. Поньгомы и, возможно, протягивается до района Онежской губы (Смирнова, Бабошин, 1967). Структуры архейского возраста усложнены структурами протерозойского (карельского) возраста, последние принадлежат обоим выделяемым в настоящее время периодам нижнепротерозойской (раннекарельской) складчатости (Кратц, 1963). Таким образом, геологическое формирование беломорского комплекса не завершилось в архее до начала развития карелид (Кратц, Шуркин, 1960; Шуркин и др., 1962), а продолжалось в нижнем протерозое, и общая структура беломорид представляет собой сочетание архейских и протерозойских структур.

3. Изучение метаморфизма показало, что породы беломорского комплекса являются полиметаморфическими образованиями, они претерпели ряд этапов регионального метаморфизма и мигматизации, которым отвечают этапы тектонических процессов. Впервые были приведены данные, доказывающие наличие реликтов гранулитовой фации регионального метаморфизма, соответствующего наиболее древнему этапу развития беломорид (Стенарь, Володичев, 1970).

Эти выводы изменяли, расширяли и углубляли существующие ранее представления о геологии пород беломорского комплекса и истории его геологического развития. Большое значение при этом сыграли данные, полученные по метаморфизму. Поэтому при дальнейших исследованиях стала очевидной необходимость более детального изучения метаморфизма беломорского комплекса.

Изучение метаморфизма пород беломорского комплекса сопряжено с большими трудностями из-за качественного однообразия его минеральных ассоциаций. Кианитовые гнейсы, эклогитоподобные породы, гранат-диопсидовые амфиболиты и другие породы распространены во всех выделяемых здесь температурных зонах. За исключением редко встречаемых насыщенных калием глиноземистых гнейсов породы исследованного района не содержат индекс-минералов, позволивших бы их отнести к какой-либо фации или субфации. Поэтому выделение среди них пород разных ступеней метаморфизма стало возможным благодаря применению парагенетического анализа, основанного на изучении особенностей изменения состава железомagneзиальных минералов при смене условий метаморфизма.



При классификации однотипных ассоциаций по степени метаморфизма в качестве реперных были использованы парагенетические ассоциации в насыщенных калием глиноземистых гнейсах. С ними сопоставлялись парагенезисы в других петрографических разностях глиноземистых гнейсов, эклогитоподобных породах, амфиболитах и гранат-биотитовых гнейсо-гранитах, образовавшиеся в одних и тех же условиях, в тот же период геологического развития района, что устанавливалось на основании детальных структурно-метаморфических исследований в пределах отдельных участков. При этих исследованиях применялся метод структурного анализа в объеме, необходимом для решения поставленных задач, которые предусматривали выявление не генетических или кинематических элементов деформации, а их геологическую последовательность. В качестве основных объектов структурных наблюдений использовались складки и зоны разгнейсования, их элементы (осевые плоскости, гнейсовидность, кливаж, оси, шарниры складок и линейность) и взаимодействие этих элементов в складках разных генераций, а проявления интрузивных образований разного возраста и их взаимоотношение со складками разных генераций — как основные относительные геохронологические реперы. При этом в соответствии с общепринятым правилом (Sander, 1930; Turner a. Weiss, 1963; Елисеев, 1967; Лазарев 1971, и др.) гнейсовидность и полосчатость в метаморфических породах и гнейсовидность в интрузивных породах, являющаяся для складок плоскостью  $S_n$ , и осевые плоскости складок и вторичная сланцеватость (плоскости  $S_{n+1}$ ) рассматриваются как структурные элементы деформаций разного времени.

Как заключительный этап исследования на одном из детально изученных участков (в районе губы Поньгомы) было проведено определение изотопного возраста выявленных на основании описанной выше методики разных возрастных групп пород как магматических, преимущественно гранитов, так и метаморфических, образовавшихся на разных этапах развития беломорского комплекса. Эта работа проводилась совместно с сотрудниками ИГД АН СССР И. М. Гороховым, Э. П. Кутявиным, В. Л. Дуком и Е. С. Варшавской. Изотопный возраст определялся изохронным Rb-Sr методом. Некоторые результаты этого изучения (Gorokhov et al., 1973) приведены в гл. III.

Комплексное изучение стратиграфии, тектоники, магматизма и метаморфизма показало чрезвычайную сложность геологического строения беломорского комплекса, неоднократность и многообразие метаморфических и тектонических процессов и их взаимосвязь. Среди качественно однообразных минеральных ассоциаций полиметаморфического комплекса были выделены ассоциации разных фаций и субфаций, отражающие вариации термодинамических условий метаморфизма на различных этапах развития беломорид. В ранний домигматитовый период породы были метаморфизованы в условиях фации двупироксеновых гнейсов. Следующий период характеризовался интенсивными процессами мигматизации и метасоматоза, региональный метаморфизм соответствовал субфации дистен-ортоклазовых гнейсов. В последующие периоды породы были диафторированы в условиях, близких к изобарическим, с постепенным снижением температуры до субфации дистен-микроклиновых гнейсов и фации дистен-мусковитовых гнейсов. Для классификации по степени метаморфизма в работе используется схема метаморфических фаций, предложенная группой петрологов под руководством В. С. Соболева (Добрецов и др., 1970). Согласно этой схеме, породы беломорского комплекса изученного района преимущественно относятся к фациям дистеновых гнейсов и дистен-мусковитых сланцев (для Беломорья более применимо название фации дистен-мусковитых гнейсов). Граница этих фаций характеризуется условиями равновесия  $Ki + Kпш = Mu + Kв$ , которое в условиях высоких давлений смещено в область более низких температур (см. главу VII). Фация дистеновых гнейсов подразделяется нами на две субфации — дистен-ортоклазовых и дистен-микроклиновых гнейсов. Эти субфа-

ции по температуре формирования соответствуют гранулитовой и амфиболитовой фациям, а фация дистен-мусковитовых гнейсов - эпидот-амфиболитовой. (Ramberg, 1952; Судовиков, 1964, и др.). В работе приводится описание фации дистеновых гнейсов и в меньшей мере фации дистен-мусковитовых гнейсов, но при этом большее внимание уделяется характеристике наиболее редкого метаморфизма субфации дистен-ортоклазовых гнейсов, проявленного в ранний период геологического развития Беломорид, который предыдущими исследователями не выделялся.

Полученные данные имеют большое значение для решения многих теоретических и практических проблем региона, касающихся, например, возраста беломорского комплекса, степени его участия в более поздних тектоно-магматических циклах, выделения в нем геологических и магматических образований разного времени, интерпретации данных по абсолютному возрасту, а также установления закономерностей размещения месторождений мусковита и перспектив их обнаружения.

Работа выполнена в Институте геологии Карельского филиала АН СССР, в ее основу положен материал, собранный в полевые сезоны 1964-1969 г. автором и другими сотрудниками лаборатории метаморфической петрологии в районе центральной части Западного Беломорья. В работе приведено 85 анализов пород и 111 минералов, в том числе 53 анализа граната, 41 - биотита, 7 - моноклинного пироксена, 6 - амфибола, 2 - кианита и 2 - кальцита. Анализы выполнены аналитиками химической лаборатории Института геологии Карельского филиала АН СССР, большинство анализов минералов было сделано В.А. Доильницыной. Параметры элементарных ячеек минералов рассчитывались В.П. Мартыновым, Б.В. Веселковым и В.И. Соколовым. Расчет формул всех минералов проводился по методу И.Д. Борнеман-Старынкевич (1964).

Автор выражает глубокую благодарность за помощь в работе К.А. Шуркину, М.М. Стенарю и В.А. Глебовицкому, за советы и консультацию Ю.И. Лазареву, А.А. Маракушеву, Л.Л. Перчуку и Г.М. Друговой, за ряд ценных замечаний Л.И. Шабынину и В.И. Фельдману.



## Глава I

### ИСТОРИЯ ИЗУЧЕННОСТИ ГЕОЛОГИИ БЕЛОМОРСКОГО КОМПЛЕКСА

Сложная геология беломорского комплекса на протяжении нескольких десятилетий привлекает внимание геологов различного профиля. Вместе с тем до сих пор исследователи не могут прийти к более или менее однозначному выводу по основным вопросам его геологии.

В качестве самостоятельной стратиграфической „беломорской формации“ гнейсы, распространенные на западном побережье Белого моря, впервые были выделены и включены в архейский комплекс В.М. Тимофеевым (1935). П.К. Григорьев (1935), изучавший в то время пегматиты Северной Карелии, впервые наметил в геологической истории беломорской серии две эпохи диастрофизма – ниже- и верхнеархейскую, с которыми связаны проявления основного и кислого магматизма, явления мигматизации и гранитизации.

Согласно первой схеме тектоники восточной части Балтийского щита, предложенной А.А. Полкановым (1939), комплекс пород Западного Беломорья сплагает юго-восточную часть Беломорско-Норвежской глыбы или Беломорский блок архея, выступающий в виде „межгорного“ массива („Zwischengebirge“) между зонами карелид и являющийся устойчивым срединным массивом, реагирующим на деформации карельского времени как жесткая масса. Этой точки зрения придерживались многие исследователи (Судовиков, 1939, 1948; Шатский, 1946; Кратц, 1955; Шуркин, 1960, 1964; Шуркин и др., 1962).

Следующий этап в изучении пород Западного Беломорья связан с именем Н.Г. Судовикова, работы которого внесли большой вклад в развитие представлений о геологическом строении и петрологии пород этого сложного комплекса (Судовиков, 1937, 1939, 1948, 1960). Породы беломорской формации, по мнению Н.Г. Судовикова, являются древнейшими не только на территории Фенноскандии, но, возможно, и среди других докембрийских образований. Большую роль в геологической истории комплекса сыграли широко распространенные процессы мигматизации и гранитизации, проявившиеся дважды и существенно преобразившие первоначальный облик и состав пород. Поэтому стратиграфическое расчленение беломорских пород является задачей трудно разрешимой. В связи с этим Н.Г. Судовиков (1948, 1960) неоднократно подчеркивает, что правильное понимание геологической истории этой области невозможно без комплексного изучения многообразных процессов метаморфизма, ультраметаморфизма, глубинной тектоники и магматизма в их последовательности и пространственном развитии.

Признавая отсутствие супракрустальных образований разного возраста на территории Западного Беломорья, Н.Г. Судовиков пытался восстановить относительный возраст процессов по взаимоотношению магматических пород основного и кислого состава, по соотношению процессов регионального метаморфизма и мигматизации. Это позволило ему конкретизировать и более обоснованно развить высказанные ранее представления (Григорьев, 1935) о существовании в геологической истории беломорской формации двух эпох диастрофизма, каждой из которых соответствуют деформации, проявления кислого и основного магматизма и явления мигматизации.

Большое внимание при изучении пород беломорской формации Н.Г. Судовиков (1939) отводил характеристике минералообразования при процессах мигматизации и гранитизации. Он пришел к выводу, что широко распространенные в мигматизированных гнейсах и амфиболитах коррозионные структуры возникли при метасоматических преобразованиях кристаллического субстрата, которые заключаются в замещении первичных минералов новыми, возникающими последовательно на разных стадиях развития этих процессов. Таким образом, по мнению Н.Г. Судовикова, беломорские породы состоят из минералов различных парагенетических ассоциаций, в большинстве своем неравновесных. Ранние первичнометаморфические минеральные ассоциации, возникшие в результате метаморфизма без существенных метасоматических явлений, отражают условия, близкие к ставролит-кианитовой субфации амфиболитовой фации и к эпидот-амфиболитовой фации, а более позднее метасоматическое минералообразование относится к амфиболитовой фации.

Характеризуя геологическую направленность процесса гранитизации, Н.Г. Судовиков указывает на привнос щелочей и кремния, вынос фемических компонентов и кальция и инертное поведение алюминия и частично кальция. Следует отметить, что сделанные Н.Г. Судовиковым выводы, касающиеся особенностей гранитизации, и в первую очередь последовательности минералообразования, отражают в общем только один процесс гранитизации, соответствующий эпохе молодого архейского диастрофизма (Судовиков, 1948), более ранние процессы остаются невыясненными.

В послевоенные годы при изучении геологии беломорского комплекса основное внимание уделяется его стратиграфии и тектоническому строению. Первая схема стратиграфии была предложена коллективом геологов СЗГТУ и ВСЕГЕИ (А.С. Амеландов, А.И. Захарченко, В.С. Смирнова, Р.И. Солодкая и др.) под руководством Д.Г. Мишарева при обобщении результатов геологосъемочных работ, проведенных на территории Северо-Западного Беломорья и юго-запада Кольского полуострова с 1930 по 1952 г. На основе литолого-петрографических и структурно-геологических особенностей, а также химических и спектральных анализов пород беломорский комплекс был расчленен на три толщи: верхнюю (поухскую), среднюю (хетолабинскую) и нижнюю (керетскую), слагающие три крупные складки северо-западного направления — Ковдозерско-Керетский антиклинорий (на западе), Енско-Поухский синклинорий и Приморский антиклинорий (на востоке). Эти структуры сформированы в первую эпоху архейского диастрофизма и усложнены во вторую эпоху диастрофизма северо-восточными близширотными складками, при этом породы беломорского комплекса дважды испытали мигматизацию и ультраметаморфизм (Мишарев и др., 1960).

Иное толкование структуры Западного Беломорья дали на основе литолого-стратиграфического метода картирования Е.П. Чуйкина, Л.В. Калафати, Э.А. Поляк и другие геологи СЗГТУ. Согласно их представлениям, беломорида Северо-Западного Беломорья слагает падающую на северо-восток моноклиналь, являющуюся юго-западным крылом Кандапашского синклинория. Региональные складки северо-западного простирания осложнены сформировавшимися на этом же этапе поперечными северо-восточными складками. В пределах архейской гео-



синклинали выделяются комплексы пород внутренней и внешней зоны, разделенные мощным разломом. Породы внутренней зоны подразделяются на пять толщ (западная, котозерская, чупинская, хетопамбинская и керетская), породы внешней зоны (к югу от оз. Боярского) на три толщи (боярская, пиртозерская, энгозерская). Внутренняя зона, по мнению Е.П. Чуйкиной, характеризуется большой мощностью осадочно-вулканогенных толщ, наличием большого количества интрузивных пород основного и кислого состава, пегматитов и более интенсивным метаморфизмом пород. Такую же точку зрения на структуру и стратиграфию Северо-Западного Беломорья высказывает Н.В. Горлов (Горлов, 1964, 1967; Шуркин и др., 1962, и др.), внося некоторые коррективы и дополнения.

Большое значение в изучении стратиграфии, тектоники, магматизма и пегматитовосности беломорского комплекса сыграли работы К.А. Шуркина (1955, 1957, 1959, 1960, 1964 и др.), проводившиеся на основе комплексного метода исследования, заключающегося в одновременном изучении на каждом участке тектоники, стратиграфии и ультраметаморфизма пород беломорской серии и прорывающих ее основных и кислых интрузий. Составленный в результате этих работ К.А. Шуркиным и В.Л. Дуком сводный стратиграфический разрез беломорской серии (Шуркин и др., 1962) отличается большей детальностью по сравнению с ранее известным расчленением беломорской свиты на три толщи (Мишарев и др., 1960) и принципиально отличается от схемы стратиграфии, предложенной Е.П. Чуйкиной, Н.В. Горловым и др.

Большое внимание в своих работах К.А. Шуркин уделяет изучению процессов мигматизации и ультраметаморфизма, им предложена новая морфолого-генетическая классификация мигматитов (Шуркин, 1957, 1964; Шуркин и др., 1962), разработана методика картирования ультраметаморфических пород. Значительно большее место, чем в предыдущих работах, отводится характеристике процессов регионального метаморфизма беломорского комплекса. По мнению К.А. Шуркина, породы по степени метаморфизма являются изофациальными на всей территории беломорид, и минеральные ассоциации соответствуют условиям кианит-альмандиновой субфации амфиболитовой фации (по Тернеру, Ферхугену, 1961). Ассоциации кианита с силлиманитом и кордиерита с гранатом К.А. Шуркин считает неравновесными, причем силлиманит и кордиерит образовались позднее. Ставролит в ассоциации с кианитом рассматривается как метастабильный минерал, сохранившийся при прогрессивном метаморфизме от ставролит-альмандиновой субфации, но в богатых  $FeO$  породах ставролит может быть устойчивым в кианит-альмандиновой субфации.

Структура северо-западной части беломорид, по К.А. Шуркину, представляет систему крупных опрокинутых на юго-запад синклиналей и антиклиналей, осложненных в кульминационный период орогении северо-восточной складчатостью. К.А. Шуркин высказал мнение о формировании архейского комплекса метаморфических и магматических пород в течении одного (а не двух, как считалось большинством исследователей) полного геосинклинального цикла. В период развития протерозойских подвижных поясов Беломорский блок рассматривается как внутриорогенная активная жесткая масса, которая в крайних частях подвергалась тектонической переработке и частично реоморфизму (Шуркин, 1960; Шуркин и др., 1962).

Н.В. Горлов (1967), использующий в своей работе структурный метод картирования, предложил другую схему стратиграфии и тектоники. Существенным ее отличием является то, что часть пород, считавшихся ранее беломорскими, отнесена к комплексу пород фундамента беломорской серии, выделенному в западной структурной зоне беломорид, где им сложены различные по величине овалынные блоки гранито-гнейсов и гранитоидов в обрамлении пород основания беломорской серии. Для внутренней структуры беломорид характерна ярусность, складчатые формы каждого яруса различаются по ориентировке,



морфологии и механизму образования. Н.В. Горлов на основании данных абсолютного возраста, а также учитывая одинаковый характер структурных отношений, близких по составу беломорских и раннекарельских толщ с породами фундамента, являющегося, по его мнению, общим для обеих толщ, приходит к выводу о возможной возрастной близости этих образований.

В последующие годы взгляды Н.В. Горлова относительно выделения в западной части беломорид комплекса фундамента были подвергнуты критике многих геологов, особенно К.А. Шуркина и его сотрудников, которые на основании большого фактического материала показали, что часть пород, отнесенных Н.В. Горловым к комплексу фундамента беломорид, является разgneиванными и диафторированными чарнокитами и гранодиоритами, секущими беломорские гнейсы и заключающими их ксенолиты.

Таким образом, в ранний период изучения геологии беломорского комплекса В.М. Тимофеев, П.К. Григорьев, Н.Г. Судовиков и другие пришли к выводу о сложности его геологического строения и трудности выявления стратиграфической последовательности из-за интенсивных наложенных процессов мигматизации и ультраметаморфизма. В следующий период отмечается тенденция к упрощению геологического строения. В основу исследований был положен литолого-стратиграфический метод, его применение позволило построить региональные схемы стратиграфии и тектоники. Однако это не привело к однозначным результатам, до настоящего времени существуют взаимоисключающие точки зрения о стратиграфии, которые в основном базируются на разном представлении о тектоническом строении беломорского комплекса. Одна группа исследователей рассматривает структуру Беломорья как моноклиналь, являющуюся крылом крупного синклинория, ось которого проходит по Кандалакшской губе (А.А. Полканов, Е.П. Чуйкина, Л.Ф. Капалати, Н.В. Горлов), другая группа исследователей представляет структуру беломорид как синклинорий в обрамлении двух антиклинорий (П.К. Григорьев, Д.Г. Мишарев, К.А. Шуркин, В.С. Смирнова). Существуют также мнения об антиклинорном строении беломорид - антиклинорий высшего порядка (Харитонов, 1955), веерообразный мегаантиклинорий (Макиевский, 1959) или огромная брахиантиклиналь (Салоп, 1940). Признавая наличие складчатости двух направлений, исследователи расходятся во взглядах о времени проявления поперечной складчатости - в ту же самую эпоху (К.А. Шуркин, Е.П. Чуйкина, Н.В. Горлов) или в более молодую эпоху архейского диастрофизма (П.К. Григорьев, Н.Г. Судовиков, В.С. Смирнова). Кроме того, в последнее время возникают дискуссии, является ли беломорский комплекс в выделенных ранее границах единым (К.А. Шуркин и др.) или среди него можно выделить комплекс фундамента беломорид (Н.В. Горлов), более молодой комплекс архейского (В.А. Перевозчикова) или нижнепротерозойского возраста (Л.Я. Харитонов). Анализ степени изученности метаморфизма пород беломорского комплекса показывает, что наиболее изученными являются процессы мигматизации и высокотемпературного кремне-щелочного метасоматоза (Н.Г. Судовиков, В.В. Жданов, К.А. Шуркин), а региональный метаморфизм, предшествующий мигматизации и повторной складчатости, изучен слабо.

Существование разнообразных точек зрения можно объяснить все еще недостаточной и, кроме того, неравномерной изученностью беломорского комплекса, односторонней или недостаточно комплексной методикой его изучения, а также более сложным геологическим строением, чем оно представлено в проанализированных работах. Эта сложность уже отмечена в ряде работ, отражающих результаты специальных структурных исследований на северо-западе беломорского комплекса (Дук; 1967, Эз, 1967; Куклей, 1968; Кузнецов, 1969; Сыстра, 1972), которые еще раз показали, что восстановление последовательности геологических событий в Западном Беломорье возможно только при комплексном изучении стратиграфии, тектоники, магматизма и метаморфизма.



## Г л а в а II

### ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И МЕТАМОРФИЗМА ПОРОД ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНОГО БЕЛОМОРЬЯ

Беломорский комплекс архейских гнейсов, амфиболитов, мигматитов и магматических пород, слагающий полосу шириной от 30–40 до 170–180 км, протягивается на расстояние около 700 км вдоль Карельского побережья Белого моря от г. Онеги до г. Кандалакши и далее на северо-запад в юго-западной части Кольского полуострова до государственной границы с Финляндией (рис. 1). К западу распространен комплекс карелид, главные черты геологического строения которого определились в протерозое в течение карельского геологического цикла развития (Кратц, 1963).

В геологическом строении района принимают участие архейские породы беломорского комплекса (рис. 2), который подразделяется здесь на четыре свиты (снизу вверх): керетскую, хетоламбинскую, лоухскую и чупинскую (Степнар, 1969). Такое подразделение находится в соответствии со стратиграфической схемой К.А. Шуркина, предложенной для Северо-Западного Беломорья (Шуркин и др., 1962), и имеет много общих черт со стратиграфией, выработанной при геологосъемочных работах на этой территории В.С. Степановым (Степанов, Военушкина, 1969). Породы нижней керетской свиты, представленные пологатыми или однородными мелко- и среднезернистыми биотитовыми, двуслюдяными, эпидот-биотитовыми гнейсами и гранито-гнейсами с редкими прослоями амфиболсодержащих гнейсов и амфиболитов, распространены на северо-востоке района и в его западной и южной частях. Керетская свита в Кемско-Беломорском районе подразделяется на верхнюю и нижнюю подсвиты, отделяющиеся горизонтами амфиболсодержащих гнейсов и амфиболитов, но в исследованном районе выделены только породы верхней толщи или нерасчлененные образования керетской свиты. Породы керетской свиты являются самыми древними в разрезе, о чем свидетельствует их залегание в ядрах антиклинальных структур, крылья которых сложены амфиболитами и гнейсами хетоламбинской свиты.

Хетоламбинская свита подразделена на нижнюю и верхнюю толщи. Нижняя толща сложена амфиболитами с прослоями и горизонтами кианит-гранат-биотитовых, гранат-биотитовых и амфиболсодержащих гнейсов. В разрезе верхней толщи преобладают гнейсы амфиболовые и амфибол-биотитовые, переслаивающиеся между собой и амфиболитами. Среди амфиболовых гнейсов встречаются прослои кианит-гранат-биотитовых и гранат-биотитовых гнейсов. Мощность свиты 1500–2600 м.

В состав лоухской свиты входят лейкократовые биотитовые гнейсы, амфиболиты, кианит-гранат-биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы. Характерной особенностью строения свиты является частая перемежаемость слагающих ее пород. Нижняя часть свиты сложена в основном амфиболитами и глиноземистыми гнейсами, верхняя – лейкократовыми биотитовыми гнейсами. В отличие от хетопамбинской свиты в разрезе лоухской свиты значительно развиты глиноземистые гнейсы и значительно меньше амфиболсодержащие, типичные гнейсы хетопамбинской свиты. Мощность свиты в пределах района составляет около 600 м.

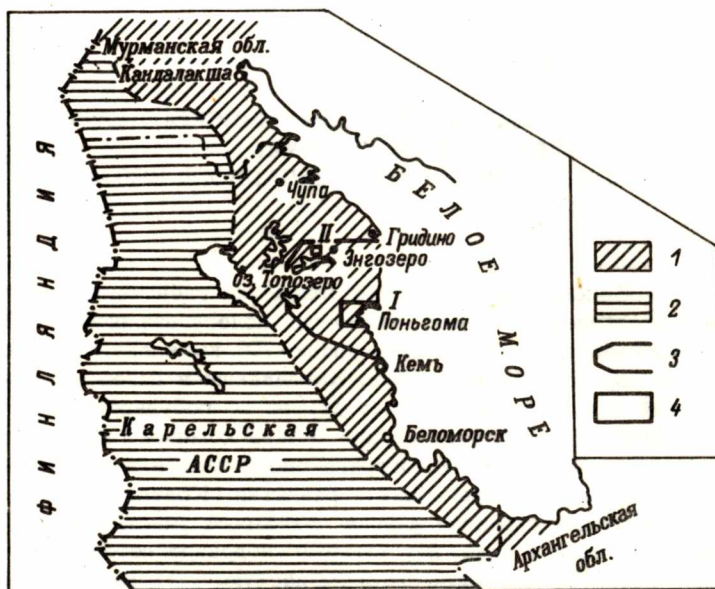


Рис. 1. Обзорная карта района исследований.

1 – беломорский комплекс; 2 – карелиды; 3 – район исследования; 4 – детальные участки. 1 – район губы Паньгомы; II – район оз. Заячьего.

В разрезе верхней чупинской свиты преобладают глиноземистые породы – серые мелко- и среднезернистые гранат-биотитовые и кианит-гранат-биотитовые гнейсы с редкими просоями амфиболитов. Породы чупинской свиты распространены в районе оз. Заячьего, мощность их не превышает 350 м.

Структура беломорских гнейсов центральной части Западного Беломорья очень сложна, она отражает многократные проявления деформаций разного времени и направлений. Исследования, проведенные в этом районе, позволили выделить три крупные структуры, имеющие в общем северо-западное простирание: в центральной части синклиниорий, являющийся продолжением к юго-востоку Енско-Лоухского синклинория (Мишарев и др., 1960; Шуркин и др., 1962), на северо-востоке и на западе и юго-западе – Приморский и Западный антиклинории, сложенные образованиями керетской свиты (рис. 3). Таким об-



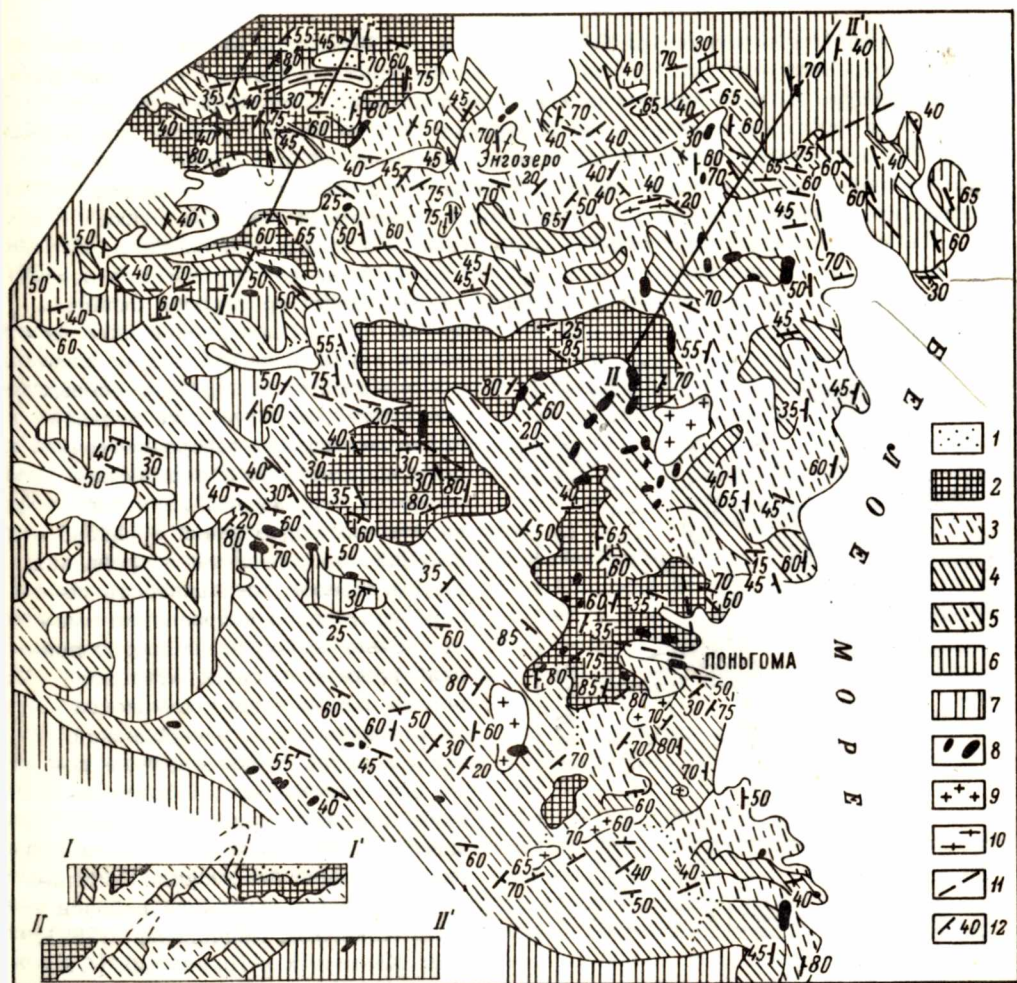


Рис. 2. Схематическая геологическая карта района центральной части Западного Беломорья. Составили М.М. Стенарь, Е.Ф. Белоусов, О.И. Володичев, Н.Ф. Демидов, В.И. Коросов и Н.В. Мельянцева (1967 г.), с использованием материалов СЗТГУ, ИГД АН СССР.

1-7 - беломорская серия архея: 1 - гранат-биотитовые и кианит-гранат-биотитовый гнейсы (чупинская свита); 2 - лейкократовые биотитовые гнейсы, кианит-гранат-биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы, амфиболиты, прослои кальцифиров (лоухская свита); 3 - полосчатые биотитовые гнейсы с гранатом, амфиболсодержащие гнейсы, амфиболиты, отдельные прослои и линзы кианит-гранат-биотитовых и гранат-биотитовых гнейсов (верхняя толща хетопамбинской свиты); 4 - амфиболиты с прослоями и горизонтами кианит-гранат-биотитовых гнейсов, гранат-биотитовых и амфиболсодержащих биотитовых гнейсов (нижняя толща хетопамбинской свиты); 5 - нерасчлененные образования хетопамбинской свиты; 6 - полосчатые биотитовые, двуслюдяные и амфиболсодержащие гнейсы с редкими прослоями полосчатых амфиболитов (верхняя толща керетской свиты); 7 - нерасчлененные образования керетской свиты; 8 - интрузивные породы основного и ультраосновного состава; 9 - гиперстеновые диориты и кварцевые диориты, гранодиориты и граниты; 10 - гранат-амфибол-биотитовые ортогнейсы; 11 - зоны разломов; 12 - элементы залегания пород.



разом, синклиниорная структура Северо-Западного Беломорья не замыкается в районе оз. Энгозеро, как это предполагалось ранее, а происходит воздымание ее шарнира на небольшом участке с последующим погружением на юго-восток, где она прослеживается до побережья Белого моря в районе дер. Поньгомы. Кроме крупных структур выделяется также целый ряд синклиналей и антиклиналей более высокого порядка, в общем имеющих северо-западное простирание осевых плоскостей, осложненных наложенной складчатостью.

Наблюдения над структурными элементами – осевыми плоскостями, шарнирами складок и линейностью – позволили заключить, что образования беломорской серии в данном районе по крайней мере дважды претерпели складчатость, причем для ранней складчатости характерны складки с северо-западной ориентировкой осевых плоскостей, в результате поздней возникли складки северо-восточного простирания, которые, как

показало структурное изучение карельских образований в районе оз. Пибозеро, развиты и среди них. Таким образом, складчатость северо-восточного направления имеет, по-видимому, нижнепротерозойский возраст и, следовательно, породы беломорского комплекса участвовали здесь в карельской складчатости. В последующие годы был получен новый фактический материал, свидетельствующий о более сложном тектоническом строении беломорид. Результаты изучения тектоники районов губы Поньгомы (Володичев, 1969), озер Каменных и Пиземских (Сыстра, 1972) и других позволили выделить в архейской эпохе тектонического развития два самостоятельных этапа или периода: в ранний период были сформированы структуры северо-западного простирания, в поздний – субширотного; затем структура беломорид усложнялась последующими протерозойскими фазами складчатости (Стенарь, 1972).

Помимо супракрасталльных образований беломорского комплекса в геологическом строении района центральной части Западного Беломорья принимают участие интрузивные образования разного возраста, представленные пироксенитами и перидотитами, оливиновыми и безоливиновыми габбро-норитами, диабазами и габбро-диабазам, а также гранитами, грано-

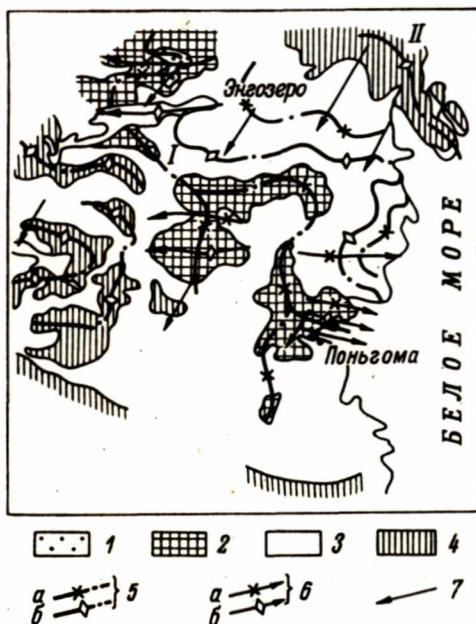


Рис. 3. Схема тектонического строения района центральной части Западного Беломорья.

1 - чупинская свита; 2 - лоухская свита; 3 - хетопамбинская свита; 4 - керетская свита; 5 - следы осевых поверхностей структур раннего этапа развития (а - синклинальных, б - антиклинальных); 6 - следы осевых поверхностей и погружение шарниров субширотных складок второго этапа (а - синклинальных, б - антиклинальных); 7 - следы осевых поверхностей и погружение шарниров северо-восточных складок третьего этапа. I - Ениско-Лоухско-Беломорский синклиниорий; II - Приморский антиклинорий.



диоритами, кварцевыми диоритами и гиперстеновыми диоритами. Интрузивные породы в разной степени метаморфизованы вплоть до образования ортоамфиболитов или ортогнейсов, некоторые подвержены мигматизации, разгнейсованию и складчатости. Выделенные на карте (рис. 2) гранат-амфибол-биотитовые с микроклином ортогнейсы по минералогическому и химическому составу, внешнему облику и структурно-текстурным особенностям сходны с хорошо изученными в зоне сочленения беломорид и карепид К.А. Шуркиным с сотрудниками тектонитами по гиперстеновым гранодиоритам (Пушкарев, Шуркин, 1967) или чарнокитами (Шемакин, 1969).

Ранее мы уже останавливались на представлениях некоторых исследователей Западного Беломорья о характере метаморфизма пород беломорского комплекса, которые в основном сводились к следующему: геосинклинальные отложения претерпели региональный метаморфизм в условиях амфиболитовой и частью эпидот-амфиболитовой фаций, за которым последовали один (Шуркин и др., 1962) или два (Судовиков, 1939, 1948, 1955, 1960; Дук, 1967) этапа мигматизации и гранитизации, отражающие условия наиболее интенсивного проявления метаморфизма и ультраметаморфизма, селективного плавления пород и высокотемпературного метасоматоза.

Автором при изучении особенностей метаморфизма пород беломорского комплекса Кемско-Беломорского района был сделан вывод о том, что породы беломорского комплекса претерпели не менее трех этапов регионального метаморфизма и по существу являются полиметаморфическими образованиями. Для наиболее раннего периода развития беломорид характерны условия гранулитовой фации метаморфизма (Стенарь, Володичев, 1970). В последующие этапы наложенных деформаций породы гранулитовой фации были диафторированы в условиях амфиболитовой, а затем и эпидот-амфиболитовой фаций. Деформации и диафторез сопровождались мигматизацией и гранитизацией, причем явления мигматизации отмечались не только в породах амфиболитовой, но и эпидот-амфиболитовой фаций. Были сделаны также выводы о метасоматическом происхождении некоторых кианитсодержащих гнейсов и о геохимической направленности метасоматических процессов при мигматизации. При метасоматических преобразованиях происходит привнос щелочей, вынос  $Si$  и  $Ca$ , остаются инертными  $Fe$ ,  $Mg$  и  $Al$  (Володичев, 1969а). Формирование мусковитовых пегматитов или во всяком случае образование в них мусковита, а также образование мусковита во вмещающих породах не являются изофациальными с широко распространенными кианитовыми гнейсами амфиболитовой фации, а отражают условия эпидот-амфиболитовой фации.

Проведенные работы наметили основные пути изучения метаморфизма пород беломорского комплекса. При дальнейших более детальных исследованиях, результаты которых изложены в настоящей работе, сделанные ранее основные выводы подтвердились, вместе с тем на новом более богатом фактическом материале были пересмотрены некоторые заключения, в частности касающиеся особенностей метаморфизма амфиболитов и эклогитоподобных пород, а также уточнены термодинамические условия метаморфизма, позволившие определить положение ассоциаций в породах беломорского комплекса на современных схемах метаморфических фаций.

Изучение особенностей метаморфизма пород беломорского комплекса и последующая работа автора по составлению карты метаморфизма этого района (рис. 4), являющейся частью карты метаморфизма центральной и юго-западной части беломорид и примыкающих с запада ниже- и среднепротерозойских формаций, составленной автором для Карты метаморфических поясов СССР под редакцией В.А. Глебовичского, позволили получить представление о пространственном распространении различных фаций на территории центральной части Западного Беломорья. При этом была выявлена следующая зональность: в центральной части беломорид часто встречаются реликтовые участки



или площади распространения пород фации двупироксеновых гнейсов и субфации дистен-ортоклазовых гнейсов, которые к западу и востоку сменяются полями преобладающего развития субфации дистен-микроклиновых гнейсов и в периферических частях – фации дистен-мусковитовых гнейсов.

Границы выделенных зон нечеткие, в центральных зонах нередко фиксируются проявления метаморфизма фации дистен-мусковитовых гнейсов, так же как в периферических зонах распространены породы субфаций дистен-микроклиновых и даже дистен-ортоклазовых гнейсов. Приведенная схема, таким образом, отражает попытку выделить в полиметаморфическом комплексе площади, где метаморфизм определенной фации или субфации проявлен наиболее интенсивно. Выявленная зональность в основном связана с различной степенью участия пород этих зон в диафторезе. Кроме того, она, по-видимому, отражает и более раннюю зональность регионального метаморфизма одного или нескольких периодов. Некоторые данные о возможной метаморфической зональности периода формирования структур субширотного простираения будут приведены ниже при сопоставлении метаморфизма этого периода районов губы Поньгомы и оз. Юлозеро.

Пространственно зона распространения пород субфации дистен-ортоклазовых гнейсов (рис. 3 и 4) приурочена преимущественно к осевой части выделенного в этом районе Енско-Поухско-Беломорского синклинория (Стенарь, 1969). Наибольшим распространением они пользуются в районе губы Поньгомы, южнее их признаки фиксируются в районе ст. Поньгомы и горы Егутва-раки. Полоса распространения пород субфации дистен-ортоклазовых гнейсов прослеживается дальше на северо-запад по отдельным находкам небольших реликтовых участков – в районе железной дороги между ст. Сиг и Ундукса, в районе оз. Энгозеро на его южном берегу и на северном берегу губы Задней. В районе оз. Заячьего следы их присутствия приурочены к значительному по площади полю распространения чупинской свиты. К северу реликты пород субфации дистен-ортоклазовых гнейсов встречались в районе озер Амбарного, Юлозеро, Верхнее Вехкозеро (месторождение Полубоярское), Скобнево (район Пиземских озер). Далее на северо-запад, за пределами исследованного района, они прослеживаются на месторождениях Тэдино, Малиновая варака и Карельском.

Метаморфизм субфации дистен-ортоклазовых гнейсов характеризует все, в том числе и верхние стратиграфические единицы разреза беломорской серии. Более того в верхних свитах – чупинской и поухской – его проявления зафиксированы чаще, чем в хетоламбинской и керетской, что, впрочем, следует объяснять скорее современным состоянием изученности, так как в настоящее время породы субфации дистен-ортоклазовых гнейсов лучше всего диагностируются среди глиноземистых гнейсов, наиболее распространенных в верхних свитах.

Породы фации двупироксеновых гнейсов в пределах изученного района встречены пока только в районе губы Поньгомы среди образований, предшествующих мигматизации и региональному метаморфизму субфации дистен-ортоклазовых гнейсов. Более широко они, по-видимому, распространены к северо-западу – находки двупироксеновых гнейсов и сланцев отмечены в районе оз. Керчуг, по данным В.В. Фиженко, в Котозерском карьере, по данным Е.П. Чуйкиной (Лебедев, Нагайцев, 1971), и к западу от г. Кандапакши, по данным В.Л. Дука.

За пределами рассматриваемого района в зоне сочленения беломорского комплекса и протерозойских (карельских) образований в полосе шириной до 30–40 км отмечается наложение протерозойского метаморфизма на породы беломорского комплекса. В отличие от метаморфизма высоких давлений беломорского типа метаморфизм раннекарельских образований в целом как для нижнего (лопского), так и верхнего (сумийского) отделов нижнего протерозоя



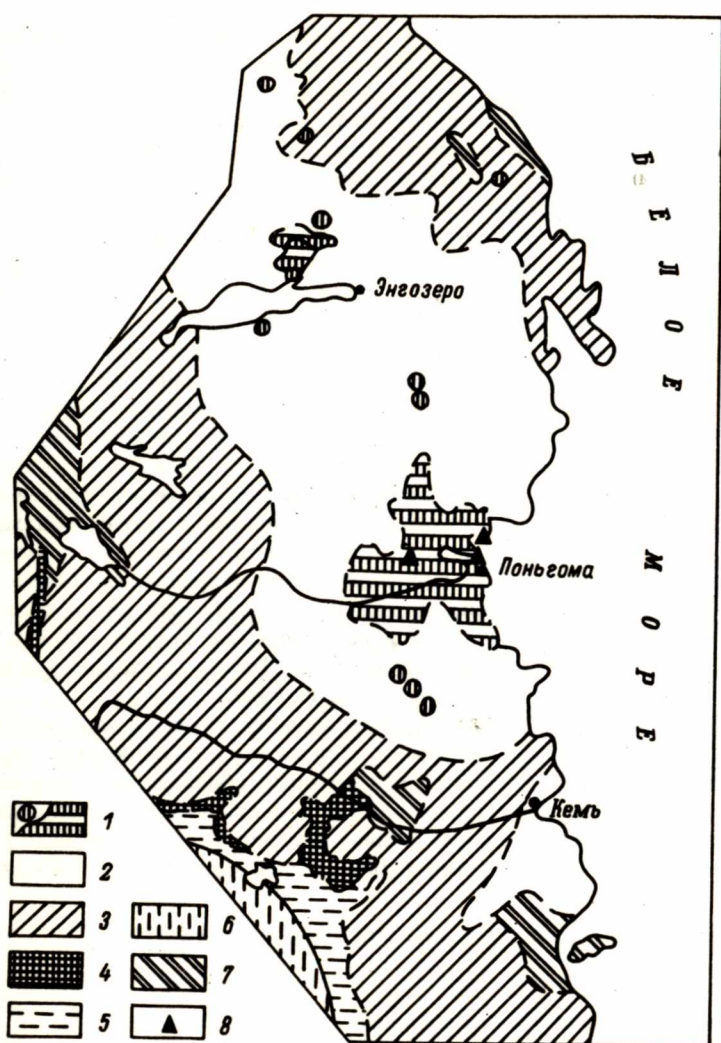


Рис. 4. Схема распространения метаморфических фаций в центральной части Западного Беломорья и прилегающих районах. Составил О.И. Володичев, 1970 г.

1-3 - метаморфизм высоких давлений (фашия дистеновых гнейсов: 1 - субфашия дистен-ортоклазовых и 2 - дистен-микроклиновых гнейсов; 3 - фашия дистен-мусковитовых гнейсов); 4-6 - метаморфизм кианит-силлиманитового типа, или умеренных давлений (4 - амфиболитовая, 5 - эпидот-амфиболитовая и 6 - зеленосланцевая фашии); 7 - проявление метаморфизма кианит-силлиманитового типа в беломорском комплексе; 8 - реликтовые проявления метаморфизма фашии двупироксеновых гнейсов.

(Кратц, 1963) характеризуется условиями умеренных давлений, соответствующих „обычному“ региональному метаморфизму (Добрецов и др., 1970) с тенденцией прогрессивного развития от зеленосланцевой до амфиболитовой фации с зонами, отмеченными минералами-индикаторами: хлорит-биотит-гранат-ставропит-дистен (в некоторых случаях силлиманит). Метаморфическая зональность такого типа (без силлиманитовой зоны) с увеличением степени метаморфизма в сторону беломорского комплекса проявлена в районе озер Пибозеро-Шуезеро (Судовиков, 1933; Воинов, Богданов, 1968). Метаморфизм комплекса карелид по изложенным выше признакам наиболее сопоставим с фациальными сериями барровианского типа (Hietanen, 1967), отличаясь в зоне сочленения беломорид и карелид условиями повышенных давлений.

В беломорских породах в зоне наложения метаморфизма этого типа появляются ассоциации со ставропитом, кордиеритом, силлиманитом, жедритом, куммингтонитом и антофиллитом. Северо-восточная и восточная границы зоны прослеживаются от района дер. Кушрека на северо-запад в направлении ст. Вирма-месторождение Шуерецкое-среднее течение р. Летней-оз. Поньгома и далее на север — западное оз. Верхнее Кумозеро. По времени образование этой зоны, вероятно, связано в основном с деформациями и метаморфизмом раннего периода или фазы протерозойской складчатости, когда шло формирование структур северо-западного-субмеридионального направления (Стенарь, 1972). К северу от изученного района признаки метаморфизма карельского типа встречены в районе Пиземских озер и на побережье Белого моря, к северо-западу от Сухой губы. В Северной Карелии — Чушино-Лоухском и особенно Енском районах — они распространены более широко.

Отметим, что деформации и метаморфизм раннего периода карельской складчатости в центральной части Западного Беломорья, по-видимому, не имели места, а в последующие периоды, при которых образовались складки с северо-восточной, а затем субмеридиональной ориентировкой осевых плоскостей (см. следующую главу), породы района претерпели метаморфизм условий высоких давлений, соответствующий фации дистен-мусковитых гнейсов.



### Г л а в а III

#### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ УЧАСТКОВ

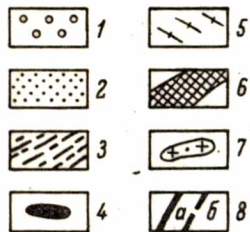
Для характеристики последовательности развития процессов тектоники, магматизма и метаморфизма были выбраны те участки, где достаточно хорошо сохранились реликтовые ассоциации, относящиеся к субфации дистен-ортоклазовых гнейсов и где, таким образом, отмечаются наибольшие вариации термодинамических условий метаморфизма на разных этапах развития. Такой подход позволяет установить время проявления метаморфизма определенной фации или субфации и выявить основные особенности эволюции метаморфизма.

#### Район губы Поньгомы

В районе губы Поньгомы можно наблюдать наиболее полное проявление различных геологических и метаморфических процессов, нередко даже их стадийность, отражающих сложную геологическую историю пород Беломорья. Некоторые из этих процессов в других районах либо не имели места, либо затушеваны интенсивными поздними проявлениями. Изучению благоприятствует хорошая обнаженность, наличие хорошо отмытых водой выходов коренных пород на многочисленных островах и обнажающихся в отливы лудах.

Этот район стал известен геологам после посещения его Л.А. Косым (1936), Н.Г. Судовиковым (1937) и участниками Северной экскурсии XVII Международного геологического конгресса. При изучении геологии Л.А. Косой и Н.Г. Судовиков (1937) пришли к выводу, что геологическая последовательность включает один седиментационный цикл, три периода кислых абиссальных интрузий, три периода гипабиссальных основных интрузий и не менее двух эпох диастрофизма.

При последующих геологосъемочных работах Ю.Е. Рыцк сделал попытку стратифицировать распространённые здесь породы, используя при этом литолого-стратиграфический метод картирования. Однако при этом не были учтены ни сложная тектоническая обстановка, ни многообразие метаморфических процессов, которые в этом районе особенно затрудняют задачу картирования первичных литологических горизонтов. При крупномасштабном геологическом картировании этого района В.С. Степановым, использовавшим стратиграфиче-



а/70 6/10 9

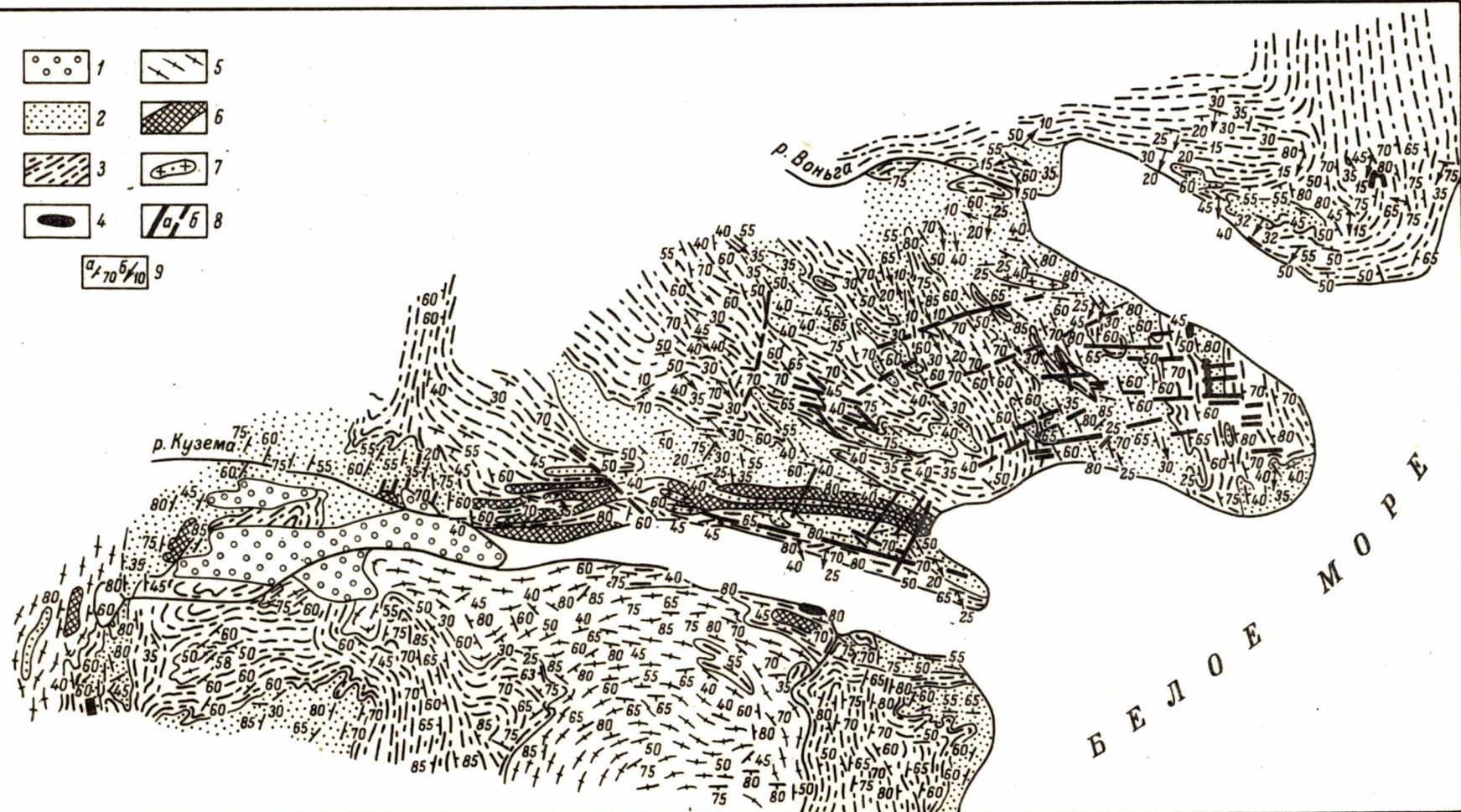




Рис. 5. Схематическая геологическая карта района губы Поньгомы. Составил О.И. Володичев (с использованием материалов СЗГУ).

1 - четвертичные отложения; 2 - толща глиноземистых гнейсов - гранат-биотитовых, иногда с диопсидом и амфиболом, и кианит-гранат-биотитовых с прослоями и будинами гранат-диопсидовых амфиболитов и эклогитоподобных пород; 3 - толща гранатовых амфиболитов и в подчиненном количестве эклогитоподобных пород с прослоями глиноземистых гнейсов; 4 - прослой кальцифиров; 5 - "толща" биотитовых, гранат-биотитовых, реже амфиболодержавших эпидит-биотитовых и двуслюдяных ортогнейсов - районы преимущественного распространения гранитов I с многочисленными ксенолитами и сохранившимися участками вмещающих пород; 6 - габбро, габбро-нориты, перцолиты; 7 - массивные и гнейсовидные средне- и крупнозернистые и пегматоидные граниты II; 8 - зоны тектонических нарушений и разгнейсования (а - достоверные, б - предполагаемые); 9 - ориентировка гнейсовидности, полосчатости (а) и линейности (б).

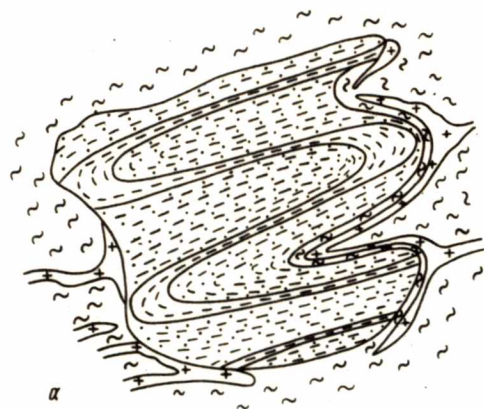
скую схему К.А. Шуркина для Северо-Западного Беломорья, были выделены здесь образования хетоламбинской, поухской и чупинской свит.

Геологическое строение. Район губы Поньгомы сложен глубокометаморфизованными сложноскладчатыми породами, среди которых можно выделить три толщи: глиноземистые гнейсы, амфиболиты и эклогитоподобные породы и биотитовые гнейсы кислого ряда (рис. 5). К контакту толщ амфиболитов и глиноземистых гнейсов бывают приурочены прослой мигматизированных и скарнированных кальцифиров.

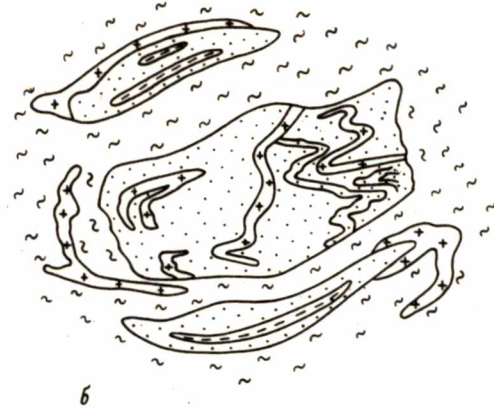
В состав этих толщ входят различные по генезису породы - вероятные метаморфические аналоги осадочных, вулканогенных, а также магматических образований, существенно преобразовавших свой облик и состав в результате неоднократно проявленных интенсивных процессов мигматизации, метасоматоза, регионального метаморфизма и складчатости. Все эти процессы существенно осложняют задачу стратиграфического расчленения. Несмотря на предпринятую попытку реконструкции пород исходного состава и наиболее ранних структур, приведенное подразделение на толщи все же в немалой степени основано на петрографическом принципе. Это не дает нам возможности в пределах данного участка установить стратиграфическую последовательность выделенных толщ, тем более что толща биотитовых гнейсов, как это можно предположить на основании некоторых геологических и петрографических данных, которые будут изложены ниже, может быть представлена ортогнейсами. В региональной стратиграфической схеме Западного Беломорья толщи амфиболитов и биотитовых гнейсов района губы Поньгомы М.М. Стенарем отнесены к хетоламбинской свите, а толща глиноземистых гнейсов - к поухской (Стенарь, 1969) или чупинской (Стенарь, 1972) свитам. Но такая корреляция не учитывает влияния метасоматических преобразований и участия в геологическом строении ортопород и, на наш взгляд, нуждается в дальнейших коррективах.

Толща глиноземистых гнейсов. В эту толщу включены разнообразные по составу и структурно-текстурным особенностям гранат-биотитовые и кианит-гранат-биотитовые гнейсы с прослоями и будинами гранат-пироксеновых амфиболитов и эклогитоподобных пород. В восточной части губы Поньгомы, где наиболее широко распространены породы субфации дистен-ортоклазовых гнейсов, среди мелко- и среднезернистых, нередко с кианитом,

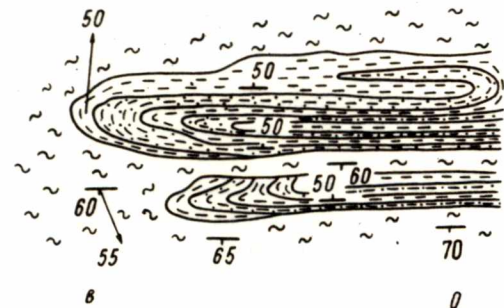
СЗ 330°



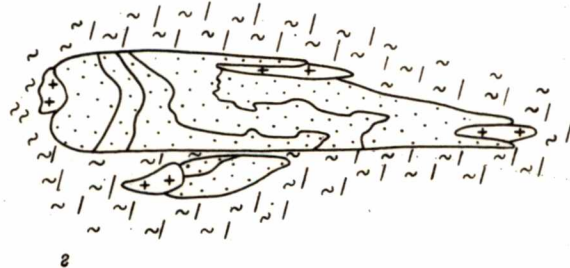
СЗ 330°



СЗ 300°



СЗ 320°



0 0.5 1.0 м

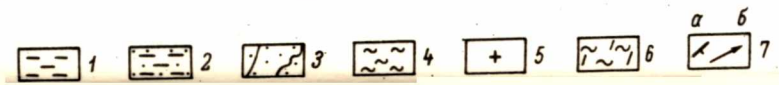




Рис. 6. Реликтовые обломки смятых в складки немигматизированных эклогитоподобных пород, их биотитизированных разновидностей и гранат-биотитовых гнейсов среди мигматизированных гранат-биотитовых и кианит-гранат-биотитовых гнейсов субфаций дистен-ортоклазовых (а, б) и дистен-микроклиновых гнейсов (в, г).

1 - эклогитоподобные породы; 2 - биотитизированные эклогитоподобные породы; 3 - гранат-биотитовые гнейсы; 4 - мигматизированные гранат-биотитовые и кианит-гранат-биотитовые гнейсы; 5 - прожилки гранитов; 6 - наложенная гнейсовидность в кианит-гранат-биотитовых гнейсах; 7 - элементы залегания полосчатости и гнейсовидности (а), пинейности (б).

гранат-биотитовых гнейсов встречаются многочисленные реликты немигматизированных мелкозернистых слабогнейсовидных или массивных гранат-биотитовых и биотит-гранатовых гнейсов. Форма реликтовых обломков разнообразная - округлая, угловатая, удлинённая. На о-вах Капнаволоцких, Вересовках, на о. Золотиха они образуют скопления, которые при попытках реконструкции их первичного залегания не восстанавливают протяженный пласт или пачку пород данного состава. Они составляют в целом участок наименее мигматизированных пород, тектонически разобренных в период мигматизации. Межблоковые пространства заполнены мигматизированными гранат-биотитовыми гнейсами, нередко содержащими кианит. Часто мигматизированные и немигматизированные разности образуют постепенные взаимопереходы, а ближе к центру обломков и глыб наблюдается такой же постепенный переход от немигматизированных биотит-гранатовых пород к лейкократовым, нередко окварцованным эклогитоподобным породам. Для последних характерны микрогранобластические структуры и отчетливые гнейсовые или гранулитовые текстуры, которые, однако, не проявлены в мелкозернистых гранат-биотитовых гнейсах. Иногда в породах, слагающих реликтовые обломки, отмечается полосчатость, обусловленная чередованием эклогитоподобных пород или лейкократовых амфиболитов и гранат-диопсид (амфибол)-биотитовых гнейсов. Биотит в них развивается по другим минералам, и гнейсы, таким образом, представляют собой результат биотитизации эклогитоподобных пород. Нередко такие полосчатые породы в пределах фрагментов смяты в складки (рис. 6), при этом структурные элементы вмещающих мигматизированных гранат-биотитовых гнейсов, метаморфизованных не только в условиях субфации дистен-микроклиновых гнейсов, но и дистен-ортоклазовой субфации, занимают относительно них несогласное, секущее положение. И здесь микрогранобластические структуры и гранулитовые текстуры микроскопически не прослеживаются в мигматизированных разностях, но их признаки отмечаются при петрографическом изучении в виде реликтовых участков, сохранившихся при последующей перекристаллизации, связанной в большинстве случаев с мигматизацией.

Меланократовые эклогитоподобные породы и амфиболиты среди глиноземистых гнейсов образуют прослои, будинированные и разлинзованные с четкими контактами, в приконтактовой части обычно биотитизированные. Вместе с тем следует обратить внимание на другой нередкий случай, когда меланократовые эклогитоподобные породы

блокируются, мигматизируются и при нарастании процесса мигматизации и метасоматоза преобразуются в гранат-биотитовые с плагиоклазом и кварцем породы, развитые в виде расплывчатых пятен. При последующем развитии процесса порода приобретает равномернозернистое строение и при деформациях превращается в типичный гранат-биотитовый гнейс.

Кианитовые гнейсы в этой толще не образуют самостоятельных слоев или горизонтов и связаны с аналогичными по облику мигматизированными гранат-биотитовыми гнейсами взаимопереходами. Устанавливается, что чаще они приурочены к участкам насыщения инъекционными жидкостями гранитов, содержащих калиевый полевой шпат.

В южной и западной частях района преимущественно распространены глиноземистые гнейсы субфации дистен-микроклиновых гнейсов и фации дистен-мусковитовых гнейсов. Породы здесь приобретают средне- и крупнозернистое строение, отчетливо гнейсовидную, а местами шпичатую текстуру. Кианит в гнейсах достигает размеров 1 и даже 3-4 см по длинной оси, причем предпочтительная ориентировка его, как правило, отсутствует. Мусковитсодержащие разности также не бывают приурочены к какому-нибудь горизонту, и обычно их образование связано с мигматизацией или с изменениями в зонах разгнейсования. Среди глиноземистых гнейсов субфации дистен-микроклиновых гнейсов и фации дистен-мусковитовых гнейсов встречаются реликтовые участки, сложенные мелкозернистыми гранат-биотитовыми гнейсами субфации дистен-ортотлазовых гнейсов. Иногда они имеют площадь нескольких квадратных метров, и в них наблюдаются складки более ранней генерации (рис. 6).

Толща амфиболитов. В строении толщи принимают участие гранатовые и гранат-диопсидовые, реже безгранатовые амфиболиты и эклогитоподобные породы. Глиноземистые гранат-биотитовые и кианит-гранат-биотитовые гнейсы, а также биотитовые и амфиболсодержащие гнейсы и кальцифиры встречаются среди амфиболитов в виде редких маломощных прослоев.

В разных частях района толща имеет различный облик и строение. Севернее губы Воньги, где амфиболиты протягиваются в субмеридиональном направлении широкой полосой, породы имеют однообразный облик. Они слабо мигматизированы или не мигматизированы совсем. Полосчатые текстуры, а также прослои пород другого состава не характерны, гранат в амфиболитах, как правило, отсутствует и появляется при мигматизации и окварцевании. Процессы мигматизации начинают проявляться на северном берегу губы Воньги, их интенсивность возрастает к центральной части района. В южной части района облик толщи несколько меняется, здесь она сложена типичными для беломорского комплекса гранатовыми амфиболитами с прослоями глиноземистых, биотитовых и амфиболсодержащих гнейсов. Мигматизация их в целом слабая, но более интенсивная, чем в амфиболитах северной части.

Своеобразны амфиболиты центральной части района. Выделенные площади их распространения представляют собой поля мигматитов в основном небулитового типа, насыщенных, кроме того, мелкими телами гранитов. В зависимости от степени насыщения гранитным материалом здесь можно наблюдать самые разнообразные типы мигматитов — от брекчиевидных или послонных до небулитов, где субстрат составляет не более 10% породы. В результате такой мигматизации породы участками приобретают облик относительно гомогенизированной гранитоидной массы с многочисленными мелкими реликтовыми обломками переработанного субстрата. Слагающие субстрат мелкозернистые эклогитоподобные породы или амфиболиты нередко несут следы катаклаза (грануляции) и последующей перекристаллизации. Размер обломков субстрата, а также степень насыщенности гранитным материалом, очевидно, определяется степенью раздробленности пород, а степень и характер их метасоматического преобразования — химическим составом жильного материала. На более примечательной особенностью взаимодействия субстрата и жильного



материала является повсеместное развитие на их границе реакционных оторочек, сложенных гранатом, которые образуют своеобразные коронные или центрические структуры. При послынной мигматизации агрегаты зерен граната имеют линейно вытянутую ориентировку. Там, где жильный материал представлен плагиогранитом, в субстрате отмечается перекристаллизация диопсида — образование его новой генерации. В жильном материале мигматитов цветные минералы также бывают представлены гранатом и диопсидом, реже роговой обманкой и биотитом. В районе к северу от побережья губы Нечаева наблюдались обломки субстрата размером до  $1 \times 1,5$  м, сложенные меланократовой породой гранат-биотитового состава с содержанием цветных минералов до 70%. Этот пример иллюстрирует крайнюю стадию преобразования субстрата.

В результате интенсивной переработки субстрата и последующей деформации образуются гранат-биотитовые гнейсы, содержащие иногда реликтовый диопсид и роговую обманку. Такие гнейсы по внешнему облику и минералогическому составу аналогичны глиноземистым гранат-биотитовым гнейсам. Описанные породы в этом районе ранее Ю.Е. Рышком выделялись как стратиграфические горизонты. В качестве примера можно рассмотреть геологическое положение гранат-биотитовых и гранат-амфибол-биотитовых гнейсов, обнажающихся на южном побережье губы Нечаева — между губами Конюхова и Рябинина, где они слагают полосу шириной около 300 м, протягивающуюся в северо-западном направлении среди интенсивно мигматизированных амфиболитов. При петрографическом изучении этих пород устанавливается, что они содержат реликтовую роговую обманку, диопсид и участки центрических структур с биотитовым, биотит-амфиболитовым и биотит-амфибол-диопсидовым ядром. Наблюдаются также мелкие неправильной формы изолированные ксенолиты измененных эклогитоподобных пород. По простиранию и вкрест простирания гнейсы не имеют отчетливых границ и постепенно переходят в мигматиты с варьирующим соотношением субстрата и жильного материала — от брекчиевидных мигматитов до небулитов. Рассматриваемые гнейсы представляют собой участки разгнейсования этих мигматитов. Разгнейсование неравномерное, и в пределах выделенных зон можно встретить участки массивных или слабогнейсовидных пород.

Такие взаимопереходы пород представляют большой интерес, так как указывают на их происхождение не за счет метаморфизма стратифицирующихся литологических разностей, а в результате разгнейсования метасоматически преобразованных при ультраметаморфизме пород. Это явление распространено очень широко в районе губы Поньгомы, и образованные при этом гнейсы разнообразны по петрографическому и химическому составу. Нам кажется необходимым подробнее остановиться на некоторых других примерах подобного преобразования.

Детальные наблюдения над взаимоотношением эклогитоподобных пород и глиноземистых гранат-биотитовых гнейсов были проведены на восточном острове архипелага Капнаволоцких островов (рис. 7). Здесь выделяются полосы согласно протяженных пород разного состава (с запада на восток):

- 1) биотитовые гнейсы, послынно мигматизированные;
- 2) эклогитоподобные породы, подверженные гранатизации, амфиболизации и биотитизации;
- 3) глиноземистые гранат-биотитовые гнейсы;
- 4) биотитовые гнейсы.

На первый взгляд может показаться, что эти полосы представляют породы разного литологического состава. Однако наблюдения над строением переходных зон и детальное изучение изменений минерального состава при мигматизации позволили прийти к другому заключению. Полосчатые амфиболизированные эклогитоподобные породы блокированы и мигматизированы. Степень

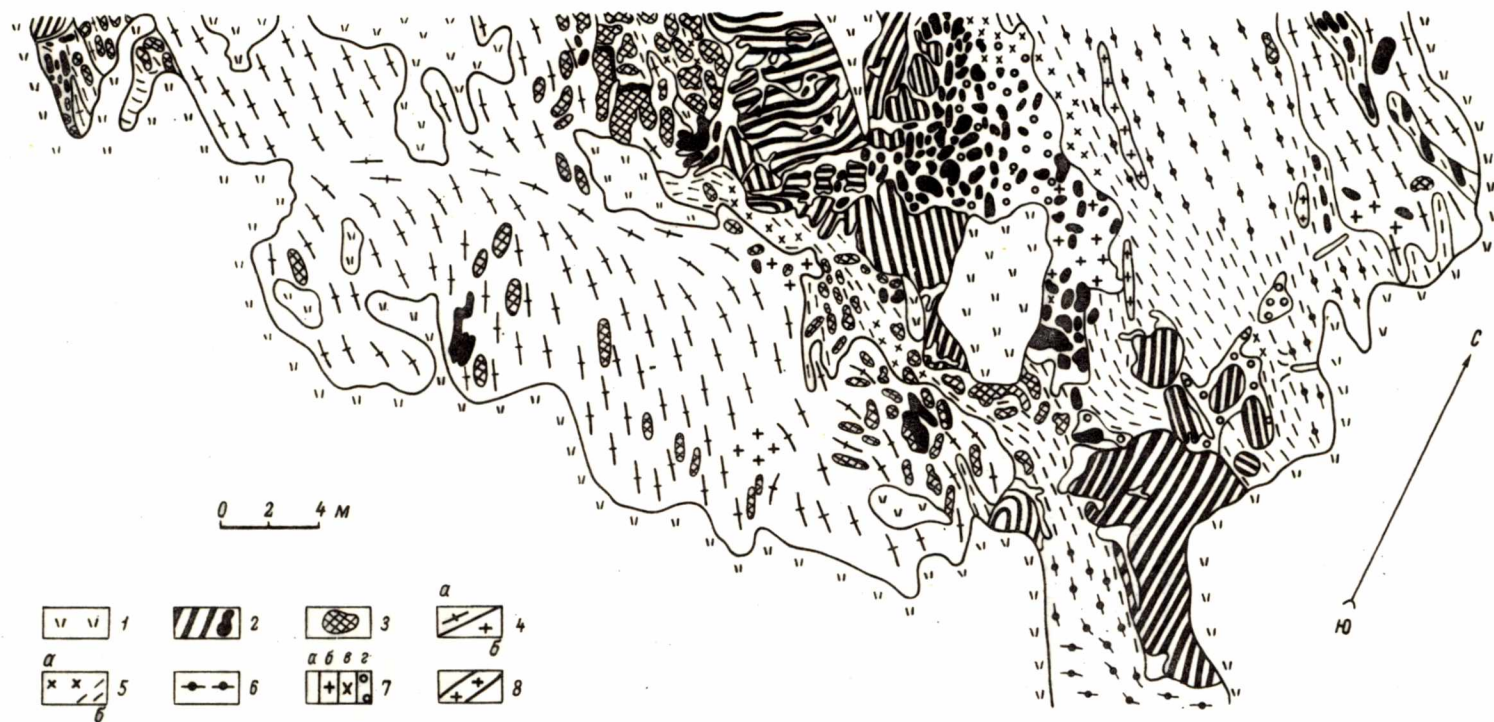


Рис. 7. Характер взаимоотношения гнейсо-гранитов I возрастной группы с мигматизированными и гранитизированными эклогитоподобными породами и амфиболитами (восточный остров Калнаволоцкого архипелага в губе Поньгоме).

1 - задернованные участки; 2 - полосчатые амфиболизированные эклогитоподобные породы и амфиболиты; 3 - гранатизированные, амфиболизированные и биотитизированные эклогитоподобные породы; 4 - биотитовые, гранат-биотитовые и гранат-диопсидовые гнейсо-граниты (а) и массивные биотитовые граниты (б); 5 - гранат-биотит-амфиболовые и гранат-амфибол-биотитовые



породы с массивной (а) и гнейсовой (б) текстурой, образовавшиеся при мигматизации и метасоматическом преобразовании эклогитоподобных пород и амфиболитов; в - гранат-биотитовые гнейсы глиноземистого типа; 7 - средне- и крупнозернистые граниты (а - кварц-полевошпатовые, существенно микроклиновые, без цветных минералов, б - с биотитом, в - с диопсидом и амфиболом в гранатовой "рубашке", г - с крупными агрегатами кристаллов роговой обманки в сростках с диопсидом и гранатом); 8 - жилы биотитовых пегматитов.

мигматизации возрастает от брекчиевидных мигматитов до участков интенсивного насыщения гранитным материалом. Мелкие обломки субстрата в этих участках гранатизированы, амфиболизированы и биотитизированы, порода местами имеет гомогенное строение и массивную текстуру, которая участками сохраняется при последующем разгнейсовании. Но в целом породы приобретают отчетливо гнейсовидную текстуру и превращаются в гранат-амфибол-биотитовые гнейсы, часто с диопсидом, которые постепенно переходят в глиноземистые гранат-биотитовые гнейсы. Переходы настолько постепенные, что совершенно невозможно установить, где кончаются одни и начинаются другие породы (рис. 7). Хорошим индикатором минерального состава пород являются цветные минералы жильных обособлений, приуроченных к трещинам субширотного простираения и образовавшихся при мигматизации в период возникновения субширотных складок. Там, где в гнейсах присутствуют диопсид или роговая обманка, они наблюдаются в метатекте в виде пятнистых агрегатов, окруженных гранатовой "рубашкой". В метатекте среди гранат-биотитовых гнейсов эти минералы отсутствуют.

Рассматриваемые породы секутся гранитами, которые при разгнейсовании и мигматизации превращены в полосчатые биотитовые гнейсы, при этом массивная текстура в гранитах местами сохраняется (рис. 7). Граниты содержат ксенолиты в различной степени измененных эклогитоподобных пород. В северной части гранитного тела, где гранитоиды имеют плагиоклазовый состав, в ксенолитах, представленных эклогитоподобными породами, отмечается интенсивное образование граната с частичной перекристаллизацией диопсида. Амфиболизация, и особенно биотитизация, проявлены слабо, цветные минералы гранитов здесь также представлены диопсидом в гранатовой "рубашке". В 20 м южнее (за пределами детального плана) граниты богаче калием, в них появляется калиевый полевой шпат и биотит, последний образует вместе с гранатом пятнистые обособления. Эклогитоподобные породы в ксенолитах также биотитизируются, зернистость их увеличивается, они постепенно превращаются в гранат-биотит-кварцево-плагиоклазовые породы. Во вмещающих породах вблизи западного контакта тела гранитов с севера на юг наблюдаются аналогичные преобразования. В этом направлении усиливаются процессы биотитизации эклогитоподобных пород, и они постепенно без каких-либо границ переходят в меланократовые гранат-биотитовые глиноземистые гнейсы с малиновым гранатом и ярко-коричневым биотитом (проба 42, табл. 7; проба 10, табл. 9 и 10). Далее к югу и к западу при удалении от контакта с гранитами гранат-биотитовые гнейсы вновь также постепенно сменяются в различной степени биотитизированными и амфиболизированными эклогитоподобными породами. Геологическое положение гранат-биотитовых гнейсов - неясные границы и приуроченность к экзоконтакту тела гранитов в той его части, где они богаче калием и ксенолиты вмещающих пород подвержены биотитизации, а также сходство последовательности минералообразования (Гр-Ди→



—Гр-Ро — Гр-Би) в переходных зонах данного участка с последовательностью минералообразования при мигматизации пород основного состава (см. гл. V1) — дает нам основание считать, что они возникли при метасоматическом изменении эклогитоподобных пород в контакте с гранитами. Впоследствии вместе с гранитами они были разгнейсованы и превращены в гнейсы. Гранат-биотитовые гнейсы содержат небольшие реликтовые ксенолиты эклогитоподобных пород, которые преобразуются в кварцсодержащие эклогиты — породы гранат-диопсидового с кварцем состава.

По-видимому, соотношение пород основного и глиноземистого состава будет неполным, а возможность их взаимоперехода менее убедительна, если мы не воспользуемся геологическими наблюдениями над характером преобразования при мигматизации основных изверженных пород. На одном из островов Солодушные пуды можно наблюдать небольшое дайкообразное тело древнего амфиболитизированного габбро, блокированное, мигматизированное и вовлеченное в складчатые движения. Воздействие жильного материала на габбро по трещинам и в мелких обломках приводит к его гранатизации, амфиболитизации и биотитизации с тенденцией к образованию гранат-биотитовых ассоциаций. И в этом случае, как и в глиноземистых гнейсах, гранат имеет малиновую, а биотит (в шлифе) оранжево-коричневую окраску. В большем масштабе аналогичные превращения наблюдались на северном берегу губы Домашней, к западу от Юдомаволока, где на блокированное габбро воздействуют границы и участками преобразуют их в гранат-биотитовые гнейсы, которые в поле с трудом отличаются от вмещающих габбро глиноземистых гнейсов.

Мы привели несколько примеров, показывающих возможность перехода гранат-диопсид-плаггиоклазовых пород и даже габбро в гранат-биотитовые глиноземистые гнейсы при метасоматическом преобразовании, связанном с процессами мигматизации и гранитами. Детальные работы в районе губы Поньгомы показали, что эти примеры многочисленны и метасоматические преобразования имеют широкое распространение. Все это чрезвычайно усложняет задачу достоверной стратификации пород.

В центральной части губы Поньгомы в толще амфиболитов среди полей мигматитов иногда встречаются участки немигматизированных и, по-видимому, некатаклазированных амфиболитов. Они имеют более крупнозернистое, чем субстрат мигматитов, строение и аналогичны амфиболитам, распространенным в южной части района. Такие участки встречены в восточной части о. Голоменные Юзменги, а также на северном берегу губы Домашней, где они тянутся узкой полосой к западу от о. Воротная луда до о. Парыги и уходят на материк за о. Охлябининым.

Толща биотитовых гнейсов. Породы толщи биотитовых гнейсов распространены в южной и юго-восточной части района, они представлены биотитовыми, эпидот-биотитовыми, гранат-биотитовыми и двуслюдяными гнейсами, иногда встречаются амфиболиты и реже глиноземистые гнейсы.

Первичная природа биотитовых гнейсов недостаточно ясна. Некоторые данные позволяют предполагать, что биотитовые гнейсы сплагают крупную интрузию или серию мелких тел наиболее древних гранитоидов (гранитов I возрастной группы) с многочисленными ксенолитами и участками вмещающих пород. Неоднократно наложенные деформации превратили их в гнейсы и затушевывали признаки первичного происхождения. Об этом может свидетельствовать несогласное положение биотитовых гнейсов относительно амфиболитов и глиноземистых гнейсов в районе оз. Березового (рис. 5). На возможное несогласное положение биотитовых гнейсов может указывать также резкое уменьшение мощности амфиболитов в районе дер. Поньгомы. Кроме того, здесь вблизи контакта амфиболитов и биотитовых гнейсов наблюдаются явления, характерные для контактовых частей малых интрузивных тел гранитов, распространенных в центральной части губы Поньгомы — наличие многочислен-



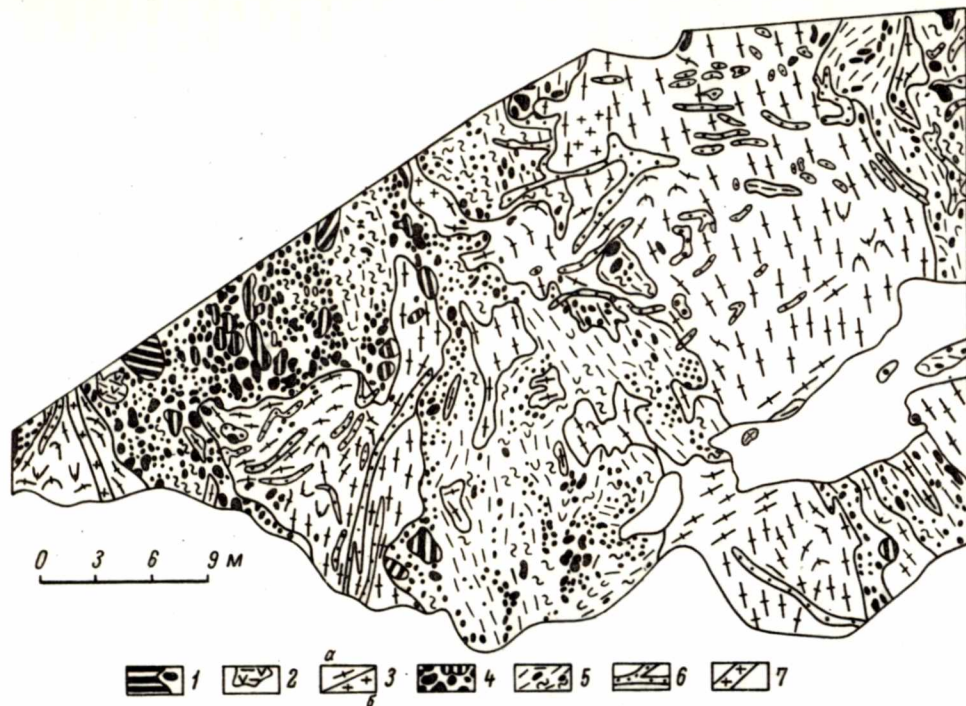


Рис. 8. Характер взаимоотношения гнейсо-гранитов I возрастной группы с мигматизированными и гранитизированными эклогитоподобными породами и амфиболитами (северный берег о. Гопоменные Кузменги в губе Поньгоме).

1 - амфиболизированные эклогитоподобные породы и амфиболиты; 2 - метатироксениты; 3 - биотитовые, часто с гранатом, диопсидом и роговой обманкой гнейсо-граниты (а) и граниты (б); 4 - брекчиевидные мигматиты; 5 - гранат-биотит-амфиболовые, гранат-амфибол-биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы с ксенолитами субстрата, образовавшиеся в результате интенсивного преобразования при мигматизации эклогитоподобных пород; 6 - прожилки пегматоидного гранита, содержащего в виде пятнистых агрегатов диопсид или роговую обманку в гранатовой „рубашке“; 7 - жилы биотитового пегматита.

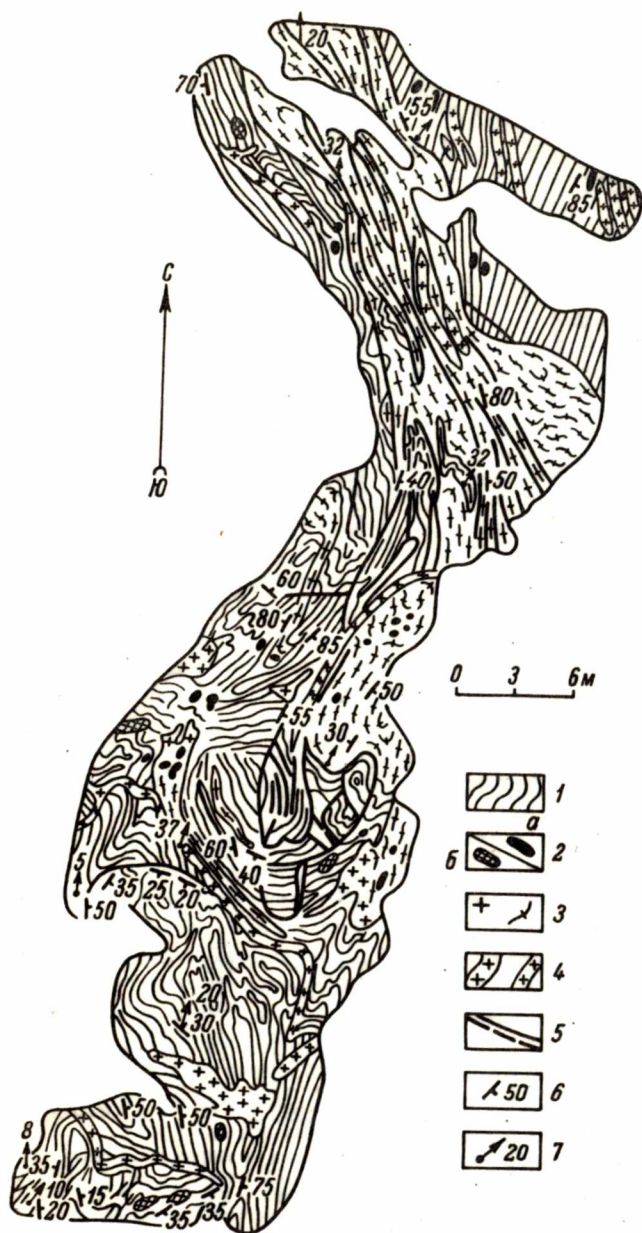


Рис. 9. Взаимоотношение глиноземистых гранат-биотитовых гнейсов с лейкократовыми гранат-биотитовыми гнейсо-гранитами (о. Сосновский Березовец в губе Воньге).

1 - мелко- и среднезернистые гранат-биотитовые гнейсы; 2 - реликтовые обломки и ксенолиты мелкозернистых амфиболитов (а) и биотит-гранатовых пород (б); 3 - лейкократовые гранат-биотитовые гнейсо-граниты и граниты; 4 - небольшие тела и прожилки пегматоидных гранитов; 5 - зоны разгнейсования; 6 - ориентировка полосчатости и гнейсовидности; 7 - ориентировка линейности.

ных ксенолитов вмещающих пород, слабо переработанных метасоматическими и тектоническими процессами. По внешнему виду, петрографическому составу, текстурно-структурным особенностям и химизму биотитовые гнейсы юго-восточной части района аналогичны гнейсо-гранитам, слагающим мелкие тела и жилы среди амфиболитов и глиноземистых гнейсов, где их геологическое положение устанавливается более определенно. Поскольку гнейсо-граниты (граниты 1) играют большую роль в решении вопросов стратиграфии и магматизма, а также используются в качестве опорного репера для установления возрастной последовательности складок разных генераций и последовательности метаморфических процессов, нам кажется необходимым дать им подробную характеристику.



Гнейсо-граниты широко распространены в центральной части губы Понь-гомы, где благодаря хорошей обнаженности и незначительному участию в наложенных деформациях и диафторезе можно установить их возрастное положение. Они слагают небольшие тела неправильной, слегка удлинённой формы с извилистыми контурами площадью от нескольких десятков до нескольких сотен и тысяч квадратных метров. Для выяснения их взаимоотношений с другими породами было составлено несколько детальных планов в масштабе 1 : 200 (рис. 7-9).

Гнейсо-граниты и граниты секут мигматизированные и смятые в складки метаморфические и магматические породы (рис. 7-9) и заключают их ксенолиты. Контакты теп секущие, четкие, без постепенных переходов. Нередко наблюдается, что граниты имеют контакт с породами различных петрографических групп (рис. 7) без признаков тектонических с ними соотношений.

В последующие деформации граниты приобрели гнейсовый облик, а затем неоднократно были смяты в складки, в результате чего имеют одинаковую с вмещающими породами ориентировку структурных элементов и занимают видимое согласное положение. При этом первичные взаимоотношения с вмещающими породами затухиваются. Нами было исследовано геологическое положение „прослоев“ и „горизонтов“ лейкократовых гранат-биотитовых гнейсов среди глиноземистых гнейсов, в итоге которого выяснилось, что первые, несмотря на видимое согласие с вмещающими породами и совместную с ними деформацию, занимают секущее положение относительно складок ранней генерации и, вероятно, являются жильными телами гранитов.

Граниты I разнообразны по составу и структурно-текстурным особенностям. Они имеют гнейсовую или полосчатую (при мигматизации) текстуру, в редких случаях удавалось обнаружить массивные граниты. Вариации содержания порообразующих минералов обусловлены различиями первоначального состава, насыщенностью ксенолитами вмещающих пород и их составом. Последняя зависимость наиболее четко проявляется в гранитах на южном берегу о. Голоменные Юзменги, где они слагают тела неправильной формы размером до нескольких десятков метров в поперечнике. Вблизи контакта с мигматизированными диопсидовыми амфиболитами или гранат-диопсид-шлагноклазовыми породами они содержат диопсид или роговую обманку или оба минерала вместе, окаймленные агрегатом мелких зерен граната - гранатовой „рубашкой“. Кроме того, здесь может присутствовать биотит, образующийся, как правило, вместе с гранатом в виде специфических сростаний, которые характерны при метасоматическом преобразовании диопсидсодержащих пород и амфиболитов. При более сильном преобразовании диопсид и роговая обманка не сохраняются, мелкие разобщенные или цепочечные агрегаты граната перекристаллизуются в монокристаллы, образуется больше биотита - гранитоид приобретает гранат-биотитовый состав.

В приконтактной зоне гранитов и пород глиноземистого состава характерны более светло-серые контаминированные гранитоиды, часто массивной текстуры, отличительной особенностью которых является присутствие малинового граната, при этом биотит либо отсутствует, либо находится в незначительном количестве. Ближе к центральной части тела влияние вмещающих пород не проявляется, и здесь наблюдаются наименее измененные разности. Массивный облик сохраняется небольшими участками, в основном граниты подвержены разгнейсованию и местами либо за счет метаморфической дифференциации, либо при участии инъекционного материала превращаются в полосчатые гнейсы или мигматиты. Первоначально для метатекта, а при интенсивном изменении и для субстрата характерно появление граната, который не содержался в первоначальной породе. При зарождении в породе полос метатекта гранат образуется в жильной части, часто вблизи контакта с субстратом, при дальнейшей гнейсификации гранитов эти закономерности не упавляются. Эти особенности гранитоидов характерны для всего района.



Как отмечалось, граниты имеют разнообразный состав, даже среди немногочисленных наиболее чистых гранитов можно встретить различия с варьирующим содержанием кварца (от 20 до 45%), практически безмикрклиновые и с содержанием калиевого полевого шпата до 20%. Биотит также бывает различным — и ярко-красным, и черно-бурым, и зеленовато-бурым. Структура гранобластовая или катакластическая, признаков гранитной структуры не было встречено даже в массивных разностях. Акцессорные минералы гранитов представлены цирконом, рутилом, апатитом, рудным минералом. Рутил особенно характерен для гранитов, несущих признаки ассимиляции глиноземистых пород, он здесь образует относительно крупные зерна, часто в сростании с гранатом.

Выше подчеркивалось, что граниты с мигматизированными глиноземистыми гнейсами или амфиболитами имеют четкие контакты, без взаимопереходов, отчетливо проявляется их секущее положение. Следовательно, процессы мигматизации предшествовали формированию гранитов, но разрыв во времени, по-видимому, был небольшой, более того, и граниты, и мигматиты, вероятно, имели один источник поступления гранитного материала. На это указывают близкий состав жильного материала мигматитов и гранитов, одинаковая геохимическая направленность метасоматического изменения субстрата и вмещающих пород под воздействием гранитного материала и аналогия минеральных ассоциаций, свидетельствующая об одинаковой термодинамической обстановке во время их образования. Мигматизация и формирование гранитов характеризуют, таким образом, последовательные стадии регионального проявления кислого магматизма. Взаимоотношения гранитов с мигматитами свидетельствуют о том, что они не могли образоваться *in situ*, а являются либо магматическим, либо перемещенным реоморфическим типом гранитов, по Н.Г. Судовикову (1960). Не обсуждая вопрос о возможных источниках гранитного материала, можно заметить, что анализ геологических и петрологических фактов приводит к выводу о том, что породы, которые могли бы подвергнуться селективному плавлению и дать в таком объеме гранитный материал, в этот период в данном районе отсутствовали, поэтому предполагается его поступление из более глубоких зон.

Если граниты центральной части местами характеризуются хорошей сохранностью, то граниты, слагающие небольшие тела в юго-восточной части района (южный берег губы Поньгомы), превращены в типичные гнейсы, аналогичные биотитовым гнейсам, распространенным поблизости на больших площадях.

Следует еще раз подчеркнуть, что участие ортогнейсов в геологическом строении района, а также широкое проявление интенсивной мигматизации, сопровождающейся метасоматическим преобразованием пород с последующим их разгнейсованием, крайне усложняет задачу стратификации пород беломорского комплекса этого района. Предпринятое подразделение отражает попытку на основе анализа закономерностей минеральных превращений установить первичные литолого-стратиграфические различия пород. Однако это не всегда возможно, и поэтому выделение толщ в какой-то мере остается основанным на петрографическом принципе.

**Структура.** Породы района губы Поньгомы имеют сложное складчатое строение, представляющее собой сочетание взаимопересекающихся систем складок разного направления, образовавшихся в разные периоды геологического развития района. Относительная последовательность образования складок устанавливается на основе анализа взаимодействия их структурных элементов, а возрастная последовательность геологических процессов и их этапность — при комплексном изучении стратиграфии, тектоники, магматизма и метаморфизма. При этом для выделения во времени отдельных геологических событий особое значение приобретает изучение малых интрузивных тел их геологического положения, метаморфизма, участия в процессах деформации.



ции и мигматизации. Впервые такой подход к изучению супракрустальных комплексов был применен И. Седерхольмом (Sederholm, 1899). Он позволил ему расчленить докембрийские образования Южной Финляндии и Северного Приладожья на ботнийскую и свионийскую формации. Впоследствии явление разгнейсования и повторной мигматизации дайковых тел, получившее название "эффекта Седерхольма", было использовано многими исследователями, в том числе Н.Г. Судовиковым (1939), для доказательства двух этапов тектономагматической деятельности в беломорском комплексе.

Исследования, проведенные в последние годы в Северном Приладожье (Судовиков и др., 1970) и Беломорье, показали, что для выделения формаций, циклов или этапов тектономагматической деятельности этот метод, очевидно, не пригоден, но с большим успехом может быть применен для выявления последовательности геологических процессов в метаморфических комплексах, неоднократно испытавших деформации и метаморфизм. Использование не только даек основного состава, но и жил гранитов разных возрастных групп значительно расширяет возможности этого метода.

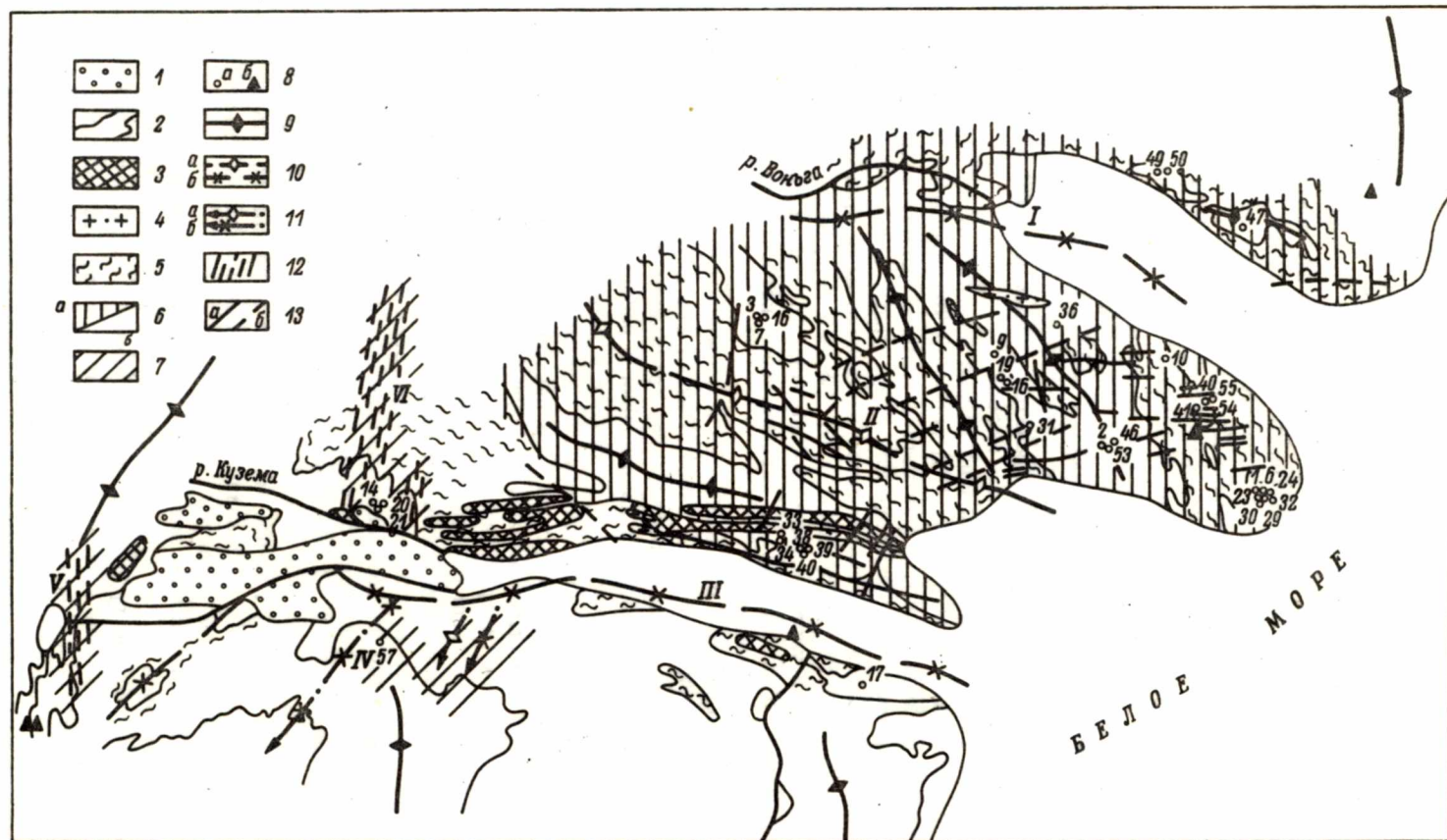
В истории геологического развития района выделяется не менее пяти периодов деформаций и трех этапов. Под периодом мы понимаем совокупность тектонических движений (фаз), в результате которых формировалась система складок с определенной ориентировкой структурных элементов. Этапы геологического развития характеризуются неоднократными проявлениями тектонической деятельности (разорванными во времени периодами или фазами деформаций), интрузий ультраосновного-основного состава и гранитоидов, а также регионального метаморфизма, интенсивность которого на заключительных стадиях обычно снижается.

Район губы Поньгомы располагается в осевой части Енско-Лоухско-Беломорского синклиниория (Стенарь, 1969). Ранние структуры, имеющие в данном районе субмеридиональное простирание, прослеживаются в западной части от оз. Березового в северном направлении с небольшими отклонениями к северо-западу и северо-востоку к р. Воньге и севернее (рис. 10). В восточной части они сохранились к северу от северного берега губы Воньги и южнее ст. Куземы и дер. Поньгомы, а в центральной части подвержены интенсивной поперечной складчатости, в результате которой сформировались складки с субширотным направлением осевых плоскостей.

Ранние структуры были образованы в течение двух периодов складчатости  $F_1$  и  $F_2$ . В настоящее время мы не располагаем достаточным материалом, чтобы наметить конкретные структуры этих периодов развития, а также определить, какая из генераций складок сыграла большую роль в их формировании. Это еще усложняется тем, что по некоторым наблюдениям о взаимосвязях складок  $F_1$  и  $F_2$  выясняется, что они имеют почти одинаковую ориентировку, в данном районе субмеридиональную, с небольшим ( $15-20^\circ$ ) углом между  $S_1$  и  $S_2$ . И все же полученный материал по анализу малых складок этих генераций и связанного с ними метаморфизма свидетельствует о преимущественном развитии складок  $F_2$ .

В качестве геологического эпизода, разделяющего во времени образование складок периодов  $F_1$  и  $F_2$ , наиболее удобно использовать формирование гранитов I возрастной группы. Всякие проявления складчатости до становления гранитов отнесены к наиболее раннему периоду деформаций ( $F_1$ ). Время последующего разгнейсования гранитов и образования в них складок субмеридионального направления характеризует следующий период ( $F_2$ ).

Складки первого периода ( $F_1$ ). Основным объектом изучения проявлений ранней складчатости являются ксенолиты вмещающих пород в гранитоидах, субстрат мигматитов и мигматиты в целом, которые секутся гранитами, а также ксенолиты, встречающиеся среди пород, образовавшихся по ним в последующие периоды или этапы деформаций и метаморфизма (рис. 6).





1 - четвертичные отложения; 2 - границы метаморфических толщ; 3 - интрузии основного и ультраосновного состава; 4 - граниты; 5 - зоны интенсивной мигматизации в толще амфиболитов и эклогитоподобных пород; 6 - фация листеневых гнейсов, субфация листен-ортоклазовых (а) и листен-микроклиновых гнейсов (б); 7 - фация листен-мусковитовых гнейсов; 8 - место взятия и номер пробы железомagneзических минералов на химический анализ (а) и кальцитов на рентгеноструктурный и химический анализ (б); 9 - следы осевых поверхностей складок периодов  $F_1$  и  $F_2$  раннего этапа; 10 - следы осевых поверхностей складок периодов  $F_3$  второго этапа (а - антиклинальных, б - синклиналиных); 11 - следы осевых поверхностей складок периода  $F_4$  третьего этапа (а - вертикальных, б - синклиналиных); 12 - зоны интенсивного разгнейсования периода  $F_5$ ; 13 - зоны разломов (а - достоверные, б - предполагаемые). I - Воньгогубская синклиналь; II - Нецаевогубская антиклиналь; III - Куземо-Поньгомская синклиналь; IV - Березовская синклиналь; V - Березовоозерская зона; VI - Старокуземская зона.

Наблюдения над ксенолитами в гранитах и в субстрате агматитов показали, что они сложены глубокометаморфизованными мигматизированными и смятыми в складки породами, в основном мелкозернистыми, в той или иной мере амфиболлизированными эклогитоподобными породами и гранат-диопсидовыми амфиболитами. В участках интенсивной мигматизации они гранитизированы, местами мигматиты сохраняют массивную текстуру жильной части, но нередко разгнейсованы, и гранитизированные разности превращены в гнейсы, которые также секутся гранитами (рис. 7, 8). Кроме метаморфических пород, в ксенолитах мигматитов встречаются будинированные тела разгнейсованных, а затем смятых в складки ультраосновных пород - метаперидотитов и метапироксенитов.

Период деформаций  $F_1$  характеризуется сложным и длительным развитием. Он включает как наиболее достоверные - фазу складчатости и метаморфизма  $F_1'$  с последующей мигматизацией и гранитизацией пород, которые сопровождаются разгнейсованием и складчатостью  $F_1''$ . Складки  $F_1$  - изоклиналиные, симметричные или асимметричные, подобного типа, линейные, изредка концентрические, открытые.

Складки второго периода ( $F_2$ ). Период образования складок  $F_2$  также, по-видимому, характеризовался большой продолжительностью. Он включает фазу разгнейсования гранитов  $F_2'$  и фазу их складчатости  $F_2''$ , в метаморфических породах эти фазы выделить затруднительно. На о-вах Солодушные луды наблюдалось габбро, смятое складками  $F_2$ .

Складки  $F_2$  - узкие, длинные, изоклиналиные, подобного типа, с небольшим углом между крыльями, имеющими, как правило, параллельное простирание. При субмеридиональном простирании структур осевые плоскости имеют вертикальное, реже наклонное залегание с пологим почти горизонтальным погружением шарниров в южном направлении. При наложенной складчатости уплощенные линейные складки  $F_2$  теряют свою индивидуальность и подчиняются закономерностям наложенной складчатости. Параллельная шарнирам минеральная линейность в складках  $F_2$ , как правило, не отчетливая, она создается биотитом, кварцем, реже роговой обманкой. Погружение  $\angle_2$  пологое, горизонтальное, с варьирующим азимутом погружения. На южном крыле Воньгогубской синклинали азимут погружения  $\angle_2$  совпадает с  $\angle_3$ , но отличается углом погружения. На статистической диаграмме линейностей и шарниров складок (рис. 11, а)  $\angle_2$  этого участка имеет тенденцию к рассеи-

ванию в поясе с траекторией от ЮВ  $145^{\circ}$  с углом погружения  $15^{\circ}$  до СЗ  $325^{\circ}$  с углом погружения  $7^{\circ}$ .

Складки третьего периода ( $F_3$ ). Складки этого периода имеют субширотные простираия осевых плоскостей. В районе губы Поньгомы они образуют крупные складчатые формы – Воньгогубскую и Куземо–Поньгомовскую синклинали и Нечаевгогубскую антиклиналь (рис. 10).

На северном материковом берегу губы Воньги меридиональные структуры подворачиваются и переориентируются на субширотное с запрокидыванием на север. Породы здесь слагают крыло Воньгогубской синклинали с азимутом простираия СЗ  $290^{\circ}$  и падением на юго–юго–запад под углом  $25-30^{\circ}$ . Другое

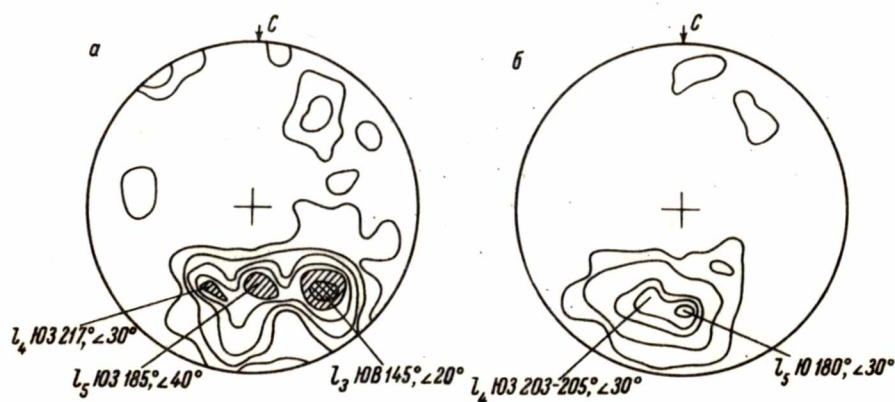


Рис. 11. Ориентировка линейности и шарниров складок. Равноплощадная проекция. Нижняя полусфера.

а – ориентировка линейности в районе губы Поньгомы, выделяются три максимума, соответствующие ориентировке линейности трех генераций складок, 162 замера, контуры 2–5–8–15–20–30%;  
б – ориентировка линейности и шарниров складок в районе оз. Заячьего, 156 замера, контуры 0.7–3–10–13–16%.

ее крыло имеет азимут простираия СЗ  $320-330^{\circ}$ , падение на юго–запад, углы падения различные, но крутые. Крылья ее усложнены складками более высоких порядков этой и более ранней генерации. Складки ранней генерации – узкие, длинные, изоклиналичного типа, с параллельным простираием крыльев и пологим до горизонтального погружения шарниров. Их осевые плоскости ориентированы согласно элементам залегания на крыльях субширотных складок. Замковая часть Воньгогубской синклинали приурочена к устьевой части р. Воньги, а осевая плоскость запад–северо–западного простираия, несколько меняющегося при наложенной последующей складчатости, полого (под углом  $30-35^{\circ}$ ) падает на юго–запад. Шарнир складки погружается на ЮВ  $140-150^{\circ}$  под углом  $15-20^{\circ}$ . Судя по структурным элементам, Воньгогубская синклиналь – асимметричная изоклиналичная складка. Замковая часть примыкающей с юга Нечаевгогубской антиклинали приурочена к губе Нечаева, а южное крыло – к северному берегу губы Домашней.

В Куземо–Поньгомовской синклинали прослеживается северное крыло и замковая часть (к юго–востоку от оз. Березового), южное крыло выражено неотчетливо. По–видимому, интенсивность складчатости здесь ослабевает, компетентные породы (амфиболиты) южнее ст. Куземы и дер. Поньгомы преимущественно сохраняют свою раннюю ориентировку. Более отчетливо субши-



ротные структуры прослеживаются в биотитовых ортогнейсах, в мигматизированных амфиболитах, а также в плинзомистых гнейсах южного берега губы Домашней, которые, вероятно, слагают южное крыло синклинали. Таким образом, Куземо-Поньгомская синклиналь представляет собой узкую вытянутую изоклинальную складку, осевая плоскость которой меняет свое простираание, особенно на участке оз. Березовое-урочище Сеннуха в соответствии с последующей наложенной складчатостью северо-восточного простираания.

Мелкие складки  $F_3$  в основном представлены изоклинальными формами с осевыми плоскостями, запрокинутыми к северу, и с шарнирами и линейностью, погружающимися на ЮВ  $145^\circ$  под углом  $20^\circ$  (рис. 11,а). Наложенный характер этой складчатости хорошо фиксируется во многих обнажениях в губе Воньге, на о-вах Солодушные луды и на южном берегу губы Домашней, где они сминают складки  $F_2$ . Установление наложенного характера складчатости удобнее всего проводить в замковой части складки, где осевые плоскости складок  $F_n$  и  $F_{n+1}$  нормальны друг к другу, в то время как на крыльях складок  $F_{n+1}$  происходит переориентировка  $S_n$  и  $F_n$  в положение, субпараллельное  $S_{n+1}$ , и при одинаковом погружении шарниров разновозрастные складки становятся неразличимыми.

Линейность  $l_3$ , как правило, хорошо выражена такими минералами, как амфибол, биотит, кварц, в меньшей мере кианитом, а также кварц-полевошпатовыми агрегатами.

Складчатость периода  $F_3$  также имеет сложную историю и, вероятно, развивалась в течение длительного интервала времени. Складки  $F_3$  сминают уже смятые складками  $F_2$  породы, в том числе и граниты первой возрастной группы. В первую фазу  $F'_3$  образуются изоклинальные складки описанной выше конфигурации, в это время в основном определяется структура района губы Поньгомы. Затем формируются разломы и зоны разгнейсования субширотного направления, параллельные осевым плоскостям складок. По разломам происходит интрузия основной и ультраосновной магмы (район губы Домашней). К этим же разломам бывают приурочены тела гранитов II группы, которые воздействуют на габбро. Зоны разгнейсования субширотного направления широко распространены в центральной части района - о-ва Голоменные Юзменги, Вересовки, Тройники и др. (рис. 5), часто прослеживаются в гранитах I, где к ним бывают приурочены тела и мелкие жилы гранитов II. Так же как и складки  $F'_3$ , зоны разгнейсования  $S'_3$  изгибаются при последующих деформациях.

Во вторую фазу периода  $F''_3$ , по-видимому, были сформированы складки также с субширотными осевыми плоскостями, но в отличие от  $F'_3$  с вертикальными. Складки  $F''_3$  симметричные, подобные или цилиндрические, открытые, с большим углом между крыльями, их шарниры погружаются на СВ  $80^\circ$ -ЮВ  $105^\circ$  под углом  $20-35^\circ$ , вариации ориентировки шарниров и осевых плоскостей обусловлены более поздней складчатостью. Складки  $F''_3$  встречались на северном и южном берегах губы Поньгомы и других местах. Были встречены складки только небольших размеров, вероятно, их влияние на структуру района небольшое. Положение этих складок относительно основных и кислых пород этого периода требует дальнейшего уточнения. Они деформируются последующими северо-восточными и субмеридиональными складками, так что, на наш взгляд, есть основание отнести их к заключительной фазе периода  $F_3$ , так же как и распространенные в устье р. Поньгомы, на севере губы Домашней и на юге губы Воньги субширотные зоны разгнейсования  $S''_3$ , которые захватывают габбро и граниты II и сами изгибаются меридиональной складчатостью  $F_5$  (участок „Домашний“).

Складки четвертого периода ( $F_4$ ). Складки этого периода с северо-восточным простираанием осевых плоскостей не пользуются в этом районе широким распространением, как например в районе оз. Энгозеро или



в примыкающих к карелидам зонах беломорид. Но их следы можно встретить почти повсюду, чаще на северном берегу губы Воньги и между оз. Березовым и урочищем Сепнухой, где вырисовывается синклинальная складка (Березовская синклиналь) с размахом крыльев до 10 км и шарниром, погружающимся на ЮЗ  $210-220^\circ$  под углом  $25-30^\circ$  (рис. 10). На конфигурацию этой складки влияют деформации последующей наиболее поздней складчатости, во время которой формируются складки субмеридионального простирания.

Складки  $F_4$  – открытые, пологие, симметричные, с вертикальными осевыми плоскостями, имеющими азимут простирания  $30-40^\circ$ , с шарнирами и линейностью, погружающимися на ЮЗ  $217^\circ$  под углом  $30^\circ$  или на СВ  $35-40^\circ$  под углом  $3-25^\circ$  (по данным статистической обработки, рис. 11, а). Северо-восточное погружение отмечается на крыльях ранних складок с азимутом падения в северных румбах. Складки  $F_4$  образуются в основном при пластическом состоянии пород и смина-

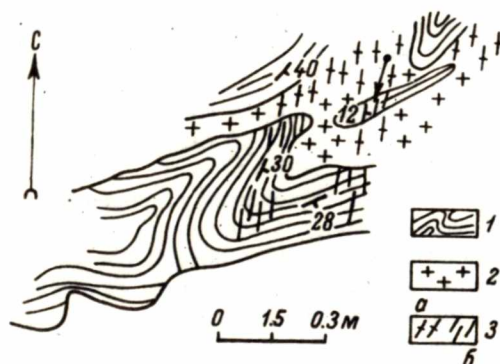


Рис. 12. Секущее положение гранитов П относительно складки периода  $F_3$ , в период  $F_4$  граниты и вмещающие породы разгнейсованы.

1 – кианит-гранат-биотитовые гнейсы; 2 – граниты микроклиновые с кианитом; 3 – зоны разгнейсования в гранитах (а) и гнейсах (б).

ют складки  $F_2$ , переориентированные в период  $F_3$ , а также складки  $F_3$  и граниты, в том числе и граниты П (рис. 12). По данным В.С. Степанова (1971), в районе Юдомнавола тела габбро блокируются разломами северо-восточного направления, вдоль которых развита гнейсовидность и минеральная линейность.

Складки пятого периода  $F_5$  субмеридионального направления имеют специфические особенности и отличаются своеобразием форм проявления, обусловленными жестким состоянием пород Беломорья в этот период с частичным или полным размягчением при деформациях. В предыдущих работах (Стенарь и др., 1967) этот этап деформаций не выделялся, а проявления южной линейности и шарниров в складках с субмеридиональными осевыми плоскостями объяснялись следствием естественного разброса структурных элементов в замковых частях

крупных северо-восточных структур. Однако наблюдения показывают, что это одновременные деформации. Неоднократно приходилось наблюдать наложение меридиональной гнейсовидности на складки  $F_4$ , а на крыльях складок – секущее положение бороздчатости или агрегатной линейности  $l_5$  относительно линейности  $l_4$ , выраженной кварцем или биотитом. Например, в обнажении В-57  $l_4$ , погружающаяся на ЮЗ  $210^\circ$  под углом  $34^\circ$  сечется  $l_5$ , погружающаяся на ЮЗ  $185^\circ$  под углом  $32^\circ$ .

Изучение структур  $F_5$  приобретает большое значение в связи с тем, что они контролируют размещение тел слюдоносных и керамических пегматитов. Складки  $F_5$  в районе распространены почти повсеместно, но интенсивность деформаций в разных местах различная. К районам их наибольшего развития следует отнести зоны в районах оз. Березового и к северу от дер. Старая Кузема (рис. 10).

В породах разного состава и физических свойств складки проявляются по-разному, это можно наблюдать на северном берегу губы Домашней и в других местах, где глиноземистые гнейсы интенсивно смяты в узкие длинные



складки с вертикальными осевыми плоскостями, в то время как в распространенных рядом амфиболитах они почти не проявлены. Складки  $F_5$  представляют собой пологие волнистые складки, часто встречаются флексуры, куполообразные и сундучные складки, а также сочетание складок различных форм. На участках интенсивного разгнейсования наблюдается мелкая пloyчатость с многочисленными плоскостями скалывания, гнейсы здесь приобретают стебельчатую или карандашную текстуру. Неоднократно наблюдались случаи, когда при деформациях этого периода гнейсовидность или кливаж сопровождается образованием плоскостей отрыва  $S_5$  северо-западного и северо-восточного простирания, линии пересечения которых совпадают с  $L_5$ , шарнирами складок  $F_5$ , т.е. эти плоскости являются своеобразными крыльями складок. Иногда они отчетливо проявляются геоморфологически, в других случаях по инъекции пегматоидного материала, который не подвержен разгнейсованию  $F_5$ . К периоду  $F_5$ , по-видимому, можно отнести и зоны разломов и разгнейсований, образующих сложный узор (рис. 9) и вырисовывающих куполоподобные структуры неправильной формы. Подобная картина иногда наблюдается в телах массивного габбро.

Складки  $F_5$  имеют азимут простирания осевых плоскостей С-СВ  $10-15^\circ$ , падение вертикальное, шарниры и  $L_5$  погружаются на ЮЗ  $185^\circ$  под углом  $40^\circ$  (среднестатистические данные, рис. 11, а).

Складки пятой генерации, по-видимому, завершают докембрийскую тектоническую историю в этом районе. Как можно убедиться, структурное развитие района очень сложное. Выделено несколько генераций складок, которые нередко сопровождаются разломами и зонами разгнейсования. Нетрудно представить, что структурный рисунок пород, особенно пластичных, некомпетентных, например глиноземистых гнейсов, претерпевших хотя бы несколько периодов деформаций, представляет собой сложный запутанный узор (рис. 9).

Магматизм. Изучение магматизма имеет важное значение не только для выявления его закономерностей и места в геологической истории района, но, как уже отмечалось, и для выделения разновозрастных складок, а также для решения некоторых вопросов метаморфизма, одним из которых является связь метасоматоза с гранитами. Кроме того, магматические породы как основного, так и кислого состава наиболее благоприятны для изучения особенностей минералообразования в периоды наложенных на них деформаций, когда они впервые подвергаются метаморфизму.

В районе губы Поньгомы выделены две возрастные группы основных и ультраосновных пород и три разновозрастные группы кислых пород.

Ультраосновные породы ранней группы наблюдаются в виде ксенолитов (от 0,5 до 2-3, реже 10 м) в субстрате мигматитов, предшествующих ранним гранитам. Их можно встретить в разных частях района - на о-вах Голоменные Юзменги, Вересовки, Воротная луда и Тройники. На северном берегу губы Домашней (к востоку от о. Парыга) они слагают дайкообразное тело, которое образует ксенолит в гранитах и мигматитах протяженностью более 10 м и мелкие ксенолиты.

Ультраосновные породы представлены пироксенитами и перидотитами-лерцолитами, часто амфиболизированными и превращенными в горнблендиты. Амфибол - ромбический и моноклинный, бесцветный или бледно-зеленый, биотит имеет бледную коричневатую-желтую окраску. Вблизи с гранитным материалом наблюдается образование буровато-зеленой или зеленой роговой обманки, ярко-коричневого биотита и граната в сростании с диопсидом. Как отмечалось, ультраосновные породы бывают разгнейсованы и смяты в складки, но при этом иногда сохраняются магматические минералы.

Среди группы ранних основных пород было встречено небольшое дайкообразное тело, сложенное амфиболизированным габбро-норитом (о-ва Солодушные луды). Габбро-норит участвует в складчатости  $F_2$ , подвергается мигма-



тизации и метасоматической переработке, в результате которой габбро постепенно превращаются в гранат-биотитовые гнейсы с малиновым гранатом и ярко-коричневым биотитом.

Следует отметить, что, несмотря на свой наиболее древний возраст, основные и ультраосновные породы нередко хорошо сохраняют свой состав, специфический облик и признаки магматического происхождения, поэтому хорошо диагностируются и отличаются от вмещающих метаморфических пород.

Н.Г. Судовиков (1937) к древнейшим основным интрузиям предположительно относил „эклогитовые“ породы гранат-диопсид-плагноклазового состава, встречаемые в форме реликтовых включений в гиперстеновых диоритах о. Поньгомнаволока. К.А. Шуркин (1964) предположительно относит их к туфогейным породам. Не пытаясь установить их первоначальную природу, можно констатировать, что они широко распространены в рассматриваемом районе и в период становления описанных выше основных и ультраосновных пород являлись метаморфическими образованиями.

Граниты I возрастной группы нами уже были описаны. Одновозрастными с ними, по всей вероятности, являются гиперстеновые диориты о. Поньгомнаволока (Судовиков, 1937; Шуркин, 1964). Они содержат в себе ксенолиты метаморфизованных, мигматизированных и смятых в складки ( $F_1$ ) пород, сами подвергаются разгнейсованию субмеридионального направления ( $F_2$ ), затем пересекаются зонами разгнейсования субширотного направления ( $F_3$ ), к которым приурочены дайки метаморфизованных габбро-диабазов. Ксенолиты гиперстеновых диоритов и метагаббро содержатся в распространенных на западе острова биотит-амфиболовых гранодиоритах, геологическое и возрастное положение которых пока не установлено, но, вероятно, их следует параллелизовать с гранитами II возрастной группы.

Основные и ультраосновные породы II возрастной группы в районе губы Поньгомы представлены широко известными в литературе друзитами (Федоров, 1904; Строна, 1929; Саранчина, 1946, и др.). Они распространены на северном и южном побережьях губы Домашней, где слагают дайкообразные тела мощностью от 0,2 до 40 м и протяженностью в десятки и первые сотни метров и более крупные тела мощностью от 50 до 400 м и протяженностью до 5 км (Степанов, 1971). Интрузии друзитов приурочены к разломам запад-северо-западного простирания, параллельным осевым плоскостям складок  $F_3$ , замковые части которых они секут. На друзиты воздействуют граниты II возрастной группы (о. Горбунов), небольшие тела которых ориентированы тоже в субширотном направлении.

В.С. Степановым (1971) на участке о. Горбунов-мыс Юдомнаволока выделена протяженная полоса пород, образовавшихся в результате воздействия гранитов II на катаклазированные друзиты преимущественно из зоны закалки. Впоследствии друзиты были деформированы в периоды  $F_4$  и  $F_5$ , прорваны пегматитовидными и аплитовидными гранитами. Мелкие дайки сложены метаморфизованными габбро-диабазами и диабазовыми порфиритами, крупные — в основном габбро-норитами, часто с элементами дифференциации, выраженной в смене от подошвы к кровле лерцолитов габбро-норитами и авортозитовым габбро (Степанов, 1971).

К группе основных интрузий II относятся выделенные Н.Г. Судовиковым габбро и габбро-нориты второго магматического цикла, представление о которых мы можем иметь только на примере о. Габбрового (к западу от о. Мраморного), и основные интрузии в губе Домашней, отнесенные Н.Г. Судовиковым (1937) к протерозою.

При более детальном изучении магматизма этого района возможно выделение других возрастных групп. Так, пока не изучено геологическое и возрастное положение интрузий основных пород, распространенных в районе оз. Березового и имеющих субмеридиональное простирание. Предварительно



они отнесены к этой же возрастной группе. В районе дер. Гридино-Калгалакша распространены дайки пород основного состава субмеридионального направления, время образования которых связано с периодом деформаций  $F_5$ . Возможно, тела габбро района оз. Березового одного с ними возраста.

Граниты II возрастной группы имеют значительно меньшее распространение, чем граниты I группы. В какой-то степени это может быть обусловлено их недостаточной изученностью и отсутствием четких критериев для их выделения.

Граниты II, как и друзиты, в основном приурочены к трещинам или разломам субширотного простирания. Возрастное положение их определяется седущим положением относительно гранитов I, складок субширотного простирания ( $F_3'$ ) (рис. 12) и друзитов (участок Домашний, о. Горбунов). В свою очередь граниты II подвержены разгнейсованию субширотного ( $F_3''$  - участок Домашний, о. Горбунов, южный берег губы Воньги), северо-восточного ( $F_4$  - о. Воньговский Березовец, рис. 12) и субмеридионального направлений ( $F_5$  - участок Домашний, устье р. Куземы, к юго-западу от ст. Куземы).

Граниты образуют вытянутые в широтном направлении тела протяженностью 300-800 м и шириной 100-250 м и мелкие жильные или дайкообразные тела мощностью от нескольких сантиметров до 10-15 м и протяженностью от 0,3-0,5 до 150-200 м. Крупные тела сложены средне-, крупнозернистыми и пегматоидными серыми, розовато-серыми и розовыми гранитами с непостоянным составом. Среди них встречаются как существенно плагиоклазовые разновидности, так и содержащие микроклин в количестве до 50-58%. В плагиогранитах о. Горбунова микроклин появляется в виде обособлений размером до 1-1,5 см, затем его количество в породе заметно увеличивается, местами гранит приобретает равномерно-, крупнозернистую или пегматоидную структуру и существенно микроклиновый состав. Здесь же можно наблюдать пегматитовые обособления неправильных очертаний размером до 1 x 3 м. Все эти взаимопереходы не связаны с наложенной микроклинизацией и, возможно, обусловлены кристаллизационной дифференциацией в теле гранитов.

Жильные тела, сложенные крупнозернистыми гранитами и пегматитами, в основном были встречены среди глиноземистых гнейсов. Здесь, как и в гранитах I, отмечается влияние вмещающих пород. Среди глиноземистых гнейсов граниты имеют светло-серую окраску, иногда с кремовым оттенком - в зависимости от цвета микроклина. Для них характерен малиновый гранат, часто образующий скопления с небольшим количеством кианита и биотита. В амфиболитах или мигматитах граниты имеют розовую окраску, микроклин розовый или красный, цветные минералы представлены черно-коричневым биотитом и изредка бурым гранатом. При взаимодействии гранитов и габбро, так же как и ранних гранитов с ранним габбро, образуются гранат-биотитовые с диопсидом и роговой обманкой или без них породы, при разгнейсовании трудно отличимые от глиноземистых гнейсов. Полоса таких пород прослеживается от Юдомнаволока до о. Горбунов.

Жильные граниты и пегматиты имеют существенно микроклиновый состав, кварц составляет 15-30, плагиоклаз - 5-25%, присутствуют также гранат, биотит, кианит и вторичный мусковит. Отличительными особенностями этих гранитов являются существенно микроклиновый состав жильной фации и ассоциация микроклина с кианитом, имеющая важное петрологическое значение.

Граниты III возрастной группы были встречены на о. Охлябинине, где они образуют жильные или дайкообразные тела субмеридионального простирания мощностью от 0,3-0,5 до 10 м. Жилы имеют иногда неправильную форму с раздувами до образования изометрических тел. Граниты III пересекают смятые в пологие субмеридиональные складки ( $F_5$ ) породы, среди которых наблюдаются граниты I и II генераций. На о. Охлябинине взаимодействие гранитов с друзитами нами не наблюдалось, но на о-вах Горбунов, Трестунов и



Юдомнаволох среди лепролитов В.С. Степановым (1971) отмечаются жилы аплитовых гранитов субмеридионального простираия. Аналогичное гранитам Ш структурное и возрастное положение имеют пегматитовые жилы района, в том числе и слюдоносные (оз. Березовое и др.)

Граниты, существенно микроклиновые по составу, имеют розовую или мясо-красную окраску и мелко- и среднезернистое строение с пегматитовыми обособлениями. Для некоторых жил можно отметить признаки их метасоматического происхождения.

Связь метаморфизма и складчатости. Многообразие проявлений тектонических движений и магматизма определяет разнообразие метаморфических процессов и термодинамических условий, в которых они протекали. В каждый период деформаций происходит частичная или полная перекристаллизация пород, образуются ассоциации новых минералов или прежние минералы переориентируются и меняют состав.

В истории метаморфизма пород района губы Поньгомы намечаются этапы прогрессивного регионального метаморфизма и неоднократного диафтореза, разновременные процессы мигматизации, гранитизации, метасоматоза. При этом в заключительные фазы развития отдельных этапов складчатости, магматизма и метаморфизма обычно отмечается некоторое снижение интенсивности метаморфизма, которое рассматривается нами как явление регрессивного метаморфизма в отличие от процессов диафтореза, связываемых с более молодым оторванным во времени метаморфизмом последующих этапов.

В результате неоднократно проявленных процессов метаморфизма распространенные в этом районе породы становятся полиметаморфическими образованиями. Повсеместная распространенность наложенных деформаций и связанного с ними метаморфизма создает возможность практически в любом участке района, часто даже в образце или шлифе, наблюдать ассоциации различных фаций. Это исключительно затрудняет выделение площадей развития какой-либо фации метаморфизма и закономерностей их распространения. Породы фации двупироксеновых гнейсов и субфации дистен-ортоклазовых гнейсов лучше всего сохранились в центральной части района губы Поньгомы. Породы с высокотемпературными ассоциациями диафторированы преимущественно в условиях субфации дистен-микроклиновых гнейсов, породы фации дистен-мусковитовых гнейсов более характерны для западной части района (рис. 10). Выделение возрастных генераций складок и изучение взаимосвязи складчатости и метаморфизма позволили выявить некоторые закономерности распространения метаморфических фаций в пространстве и времени.

Наиболее ранний в истории геологического развития района период  $F_1$  характеризуется домигматитовым метаморфизмом и складчатостью  $F_1'$ , а также метаморфизмом и складчатостью  $F_1''$  во время последующей мигматизации и ультраметаморфизма. Он заканчивается формированием гранитов, с которыми также связаны локальные проявления метасоматических преобразований.

Метаморфизм в период домигматитовой складчатости пока изучен недостаточно. Основными объектами его изучения являются домигматитовые ассоциации в субстрате мигматитов, в метаморфизованных породах с наиболее выраженными чертами осадочного происхождения (в данном районе кальцифиров), а также метаморфизованных, разгнейсованных и смятых в складки магматических породах основного и ультраосновного состава, являющихся субстратом мигматитов. Немногочисленные пока данные свидетельствуют об условиях метаморфизма фации двупироксеновых гнейсов.

Метаморфизм периода складчатости  $F_1'$  характеризуется широко проявленными процессами мигматизации и ультраметаморфизма. Изучение минеральных ассоциаций в породах, подвергшихся мигматизации и связанной с нею перекристаллизации, участвующих в складчатости  $F_1'$ , а также метасоматически измененных вблизи контакта с гранитами, показало, что в этот



период породы метаморфизованы в условиях субфации дистен-ортоклазовых гнейсов. Условия метаморфизма периода  $F_2$  определяются ассоциациями в гранитах I возрастной группы, которые, участвуя в складчатости этого периода, становятся метаморфическими породами. Полученный фактический материал свидетельствует о метаморфизме субфации дистен-ортоклазовых гнейсов в структурах  $F_2$  центральной части губы Поньгомы и субфации дистен-микроклиновых гнейсов в аналогичных структурах в толще амфиболитов к северу от губы Воньги и к югу от дер. Поньгомы и ст. Куземы. Изучение минеральных ассоциаций в гранитах, разгнейсованных в период  $F_2'$  и смятых в складки в период  $F_2''$  позволяет предполагать, что субфация дистен-ортоклазовых гнейсов соответствует ранней фазе складчатости ( $F_2'$ ), а субфация дистен-микроклиновых гнейсов — поздней ( $F_2''$ ). Этот вопрос требует дальнейшего изучения. Мигматизация пород в это время неравномерная, в целом неинтенсивная, но местами сильная.

Породы, участвующие в деформации  $F_3$ , претерпели диафторез в условиях субфации дистен-микроклиновых гнейсов. Внедрение жильных гранитов второй возрастной группы и метасоматические изменения в их экзоконтактах происходит в тех же РТ-условиях, что и диафторез вмещающих пород. За пределами губы Поньгомы к северу (район оз. Юлззеро) и к западу (водораздел озер Верхнее и Нижнее Кумозеро) для этого периода характерен метаморфизм фации дистен-мусковитовых гнейсов. Таким образом, по предварительным данным, на территории Беломорья в период формирования структур субширотного простираения намечается метаморфическая зональность.

Мигматизация пород в этот период слабая, иногда средняя, связана либо с участием жильного материала, по-видимому производного гранитов II, либо с метаморфической дифференциацией в зонах разгнейсования и с регенерацией легкоплавного материала и переотложением его в зонах растяжения и отслоения складок периода  $F_3$ .

Во вторую фазу складчатости  $F_3''$ , заканчивающую этот период, а также в последующие периоды  $F_4$  и  $F_5$  характерен наложенный метаморфизм фации дистен-мусковитовых гнейсов. Степень метаморфизма контролируется ассоциациями в друзитах и гранитах II, подвергшихся разгнейсованию  $F_3''$  и  $F_4$ , а также ассоциациями в гранитах III, пегматитах и связанных с ними метасоматически измененных породах. Степень мигматизации слабая.

Резюмируя изложенные данные о геологическом строении района губы Поньгомы, можно сказать, что для него свойственна исключительная сложность, обусловленная неоднократным проявлением складчатости, метаморфизма и мигматизации и несколькими этапами формирования интрузивных пород кислого, основного и ультраосновного состава. Последовательность этих процессов, начиная с наиболее раннего метаморфизма, отражена в табл. 1.

Нам кажется целесообразно объединить периоды  $F_1''$  и  $F_2$  в ранний этап развития района, учитывая одинаковый характер и ориентировку складчатых структур периодов  $F_1$  и  $F_2$ , одинаковую степень метаморфизма, несколько снижающуюся в заключительную фазу, и особенности эволюции магматизма от интрузий основного и ультраосновного ряда к кислым.

Возможно, наиболее ранние складчатость и метаморфизм фации двупироксеновых гнейсов образуют самостоятельный этап. Однако данных для такого вывода в настоящее время недостаточно. Изотопный возраст пород субфации дистен-ортоклазовых гнейсов и гранитов I возрастной группы, по данным Rb — Sr изохронного метода, равен соответственно 2.85 и 2.7 млрд лет (Gorokhov et al., 1973). Эти данные подтверждают выводы об архейском возрасте раннего этапа формирования беломорского комплекса в данном районе.

По аналогичным признакам нами выделен средний этап, характеризующийся другой ориентировкой складчатости структур  $F_3$ , проявлением основного и кислого магматизма и метаморфизмом в условиях субфации дистен-ми-

Таблица 1

Схема геологической последовательности процессов складчатости, метаморфизма и магматизма в районе губы Поньгомы со времени раннего метаморфизма

Этапы развития	Периоды	Складчатость	Магматизм	Степень мигматизации	Метаморфизм
Ранний	$F_1$	$F_1'$ – домигматитовые деформации неизвестного направления $F_1''$ – складки северо-западного и субмеридионального направлений	Ультраосновные и основные породы I  Гранаты и пегматиты I	Интенсивная мигматизация, гранитизация и ультраметаморфизм	Фация двупироксеновых гнейсов  Субфация дистен-ортоклазовых гнейсов
	$F_2$	$F_2'$ и $F_2''$ – зоны разгнейсования и складки субмеридионального направления (участками переориентированные в северо-западные и северо-восточные при $F_3$ )		В целом неинтенсивная сильная местами	Субфации дистен-ортоклазовых и дистен-микроклиновых гнейсов
Средний	$F_3$	$F_3'$ – изоклиальные складки субширотного направления; зоны разломов и разгнейсования $F_3''$ – зоны разгнейсования и нормальные складки субширотного простираения	Основные и ультраосновные породы – друзитовый комплекс II. Граниты и пегматиты II	Слабая или средняя  Слабая	Субфация дистен-микроклиновых гнейсов  Фация дистен-мусковитовых гнейсов
Поздний	$F_4$	Складки с простираением осевых плоскостей СВ 30-40°		Слабая	Фация дистен-мусковитовых гнейсов
	$F_5$	Складки с простираением осевых плоскостей С-СВ 10-15°	Граниты и пегматиты III	Слабая	Фация дистен-мусковитовых гнейсов



кроклиновых гнейсов до фации дистен-мусковитовых гнейсов в заключительную фазу. Формирование субширотных структур в беломорском комплексе связывается с поздним этапом архейской эпохи тектонического развития (Стенарь, 1972). Но данные определения изотопного возраста Rb-Sr методом для породы губы Поньгомы как субфации дистен-микроклиновых гнейсов, так и фации дистен-мусковитовых гнейсов, сформировавшихся в период складчатости и метаморфизма  $F_3$ , свидетельствуют о нижнепротерозойском возрасте, соответствующем 2,42 млрд лет (Gorokhov et al., 1973). Однако это не может, на наш взгляд, исключать того, что приведенный возраст отражает время метаморфизма заключительной фазы  $F_3''$ , тем более что ранее тем же методом для породы, сформировавшейся в тот же период и отобранной непосредственно из того же района, был получен возраст 2,7 млрд лет (Геохронологические рубежи..., 1972). Все это не позволяет в настоящее время однозначно решить вопрос о возрасте процессов среднего этапа развития. Вместе с тем, учитывая приведенные выше данные, можно предположить, что развитие процессов на этом этапе началось в архее и закончилось в нижнем протерозое.

Поздний этап, объединяющий складчатость периодов  $F_4$  и  $F_5$  и характеризующийся проявлением основного (район дер. Гридино-Калгалакша) и кислого магматизма и метаморфизмом фации дистен-мусковитовых гнейсов, отражает участие беломорид в тектоно-магматической деятельности нижнего протерозоя. С этим этапом складчатости и метаморфизма связано почти повсеместное „омоложение“ пород беломорского комплекса, преимущественно отвечающее 1,8-1,9 до 2,1 млрд лет, по K-Ar методу (Полканов, Герлинг, 1960; Геохронологические рубежи..., 1972, и др.), а в заключительный период этого этапа происходило формирование большинства слюдоносных пегматитов, возраст которых, по данным K-Ar и V-Th-Pb методов (Виноградов и Тугаринов, 1964; Геохронологические рубежи..., 1972, и др.), близок к 1,8 млрд лет, что соответствует границе нижнего и среднего протерозоя. Непосредственно в районе губы Поньгомы такой возраст имеют пегматиты о. Охлябинина (1776 млн лет, по данным K-Ar метода; Шуркин и др., 1962), отнесенные нами к III возрастной группе гранитов и пегматитов.

Возвращаясь вновь к выявленной последовательности процессов метаморфизма в районе губы Поньгомы, еще раз отметим, что метаморфизм фации двупироксеновых гнейсов и субфации дистен-ортоклазовых гнейсов во времени был приурочен к раннему архейскому этапу развития беломорского комплекса.

### Район озер Заячьего-Энгозеро

Район сложен метаморфическими породами чупинской, лоухской и хетоламбинской свит (Шуркин и др., 1962, и др.). Чупинская свита оз. Заячьего (рис. 13), сложенная гранат-биотитовыми и кианит-гранат-биотитовыми гнейсами, отличается от толщи глиноземистых гнейсов губы Поньгомы меньшим развитием в ней амфиболитов, а также мелкозернистых гранат-биотитовых гнейсов, иногда с мелкозернистым кианитом. Биотитовые гнейсы лоухской свиты напоминают ортогнейсы, описанные в районе ст. Куземы-дер. Поньгомы. Распространенные на юго-западе района амфиболиты, слабомигматизированные и монотонные, напоминают амфиболиты, распространенные к северу от губы Воньги. Среди глиноземистых гнейсов встречаются гранат-биотитовые гнейсы, по составу и геологическому положению аналогичные ортогнейсам губы Поньгомы, слагающим небольшие тела, а также мел-

кие тела и жилы аплитовидных и пегматоидных гранитов, нередко мусковитизированных – вероятных аналогов гранитов II губы Поньгомы. Основные породы представлены крупными и мелкими телами габбро–норитов и габбро, местами разгнейсованных, мигматизированных и со следами складчатости.

Реликты пород субфации дистен–ортоклазовых гнейсов обнаружены среди глиноземистых гнейсов чупинской свиты в центральной части района, на северном и южном берегах оз. Заячьего, а также среди кианитовых гнейсов лоухской свиты на северном берегу губы Задней оз. Эндозеро (рис. 13). Это

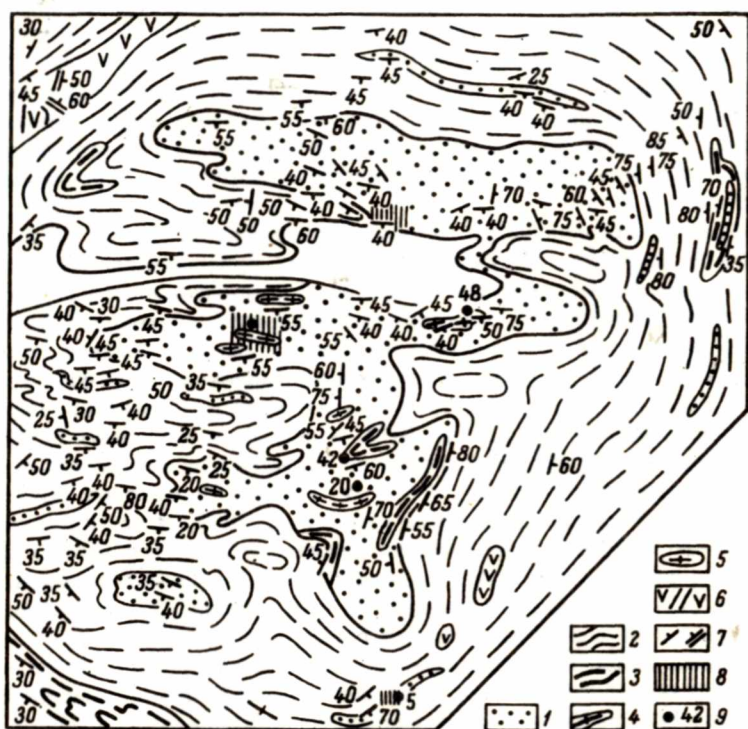


Рис. 13. Схематическая геологическая карта района оз. Заячьего, Составил О.И. Володичев с использованием материалов ИГД АН СССР.

1 – гранат–биотовые и кианит–гранат–биотитовые гнейсы (чупинская свита); 2 – биотитовые гнейсы с многочисленными прослоями амфиболитов, реже глиноземистых гнейсов (лоухская свита); 3 – гранатовые и гранат–диопсидовые амфиболиты (хетоламинская свита); 4 – гнейсо–граниты; 5 – пегматоидные граниты; 6 – габбро и габбро–нориты, массивные и разгнейсованные; 7 – ориентировка гнейсовидности и полосчатости в гнейсах и гнейсовидности в габбро; 8 – участки распространения пород субфации дистен–ортоклазовых гнейсов; 9 – место взятия пробы на химический анализ минералов и ее номер.

мелкозернистые гранат–биотитовые гнейсы, иногда с мелким кианитом, а также измененные низкотемпературными процессами аналоги лейкократовых кварцсодержащих эклогитоподобных пород, образующие взаимопереходы с гранат–биотитовыми и кианит–гранат–биотитовыми гнейсами. Как будет показано



далее, большинство пород диафторировано в условиях субфации дистен-микроклиновых гнейсов (пробы 11, 20; табл. 9 и 10), хотя нередко они сохраняют состав минералов пород субфации дистен-ортоклазовых гнейсов (пробы 5; табл. 9 и 10). Этот район детально нами не изучался, но проведенный анализ соотношения складчатости и явлений метаморфизма позволяет представить эволюцию метаморфизма в разные периоды геологического развития района.

Согласно данным К. А. Шуркина (Шуркин и др., 1962), распространенные здесь толщи образуют изометрическую в плане синклинальную структуру размером 7 x 9 км, которая получила название Большая мульда Заячьего озера. Северное ее крыло полого падает на юг, восточное стоит вертикально, а южное, осложненное дополнительной складчатостью, является опрокинутым. В центральной части мульды, где породы в целом лежат горизонтально, возникла мелкая изоклиная складчатость с почти вертикальными крыльями и с очень пологим погружением шарниров на юго-запад и юг.

Полученные нами данные позволяют иначе интерпретировать структуру этого района. Наблюдения над малыми и крупными структурными формами показывают сложное строение этого района, представляющее сочетание складок четырех генераций. Ранние складки, имеющие здесь субмеридиональное направление, смяты поперечными субширотными складками. Шарниры последних, вероятно, имели не юго-восточное, как в районе губы Поньгомы, а юго-западное погружение. При последующих более интенсивных, чем в районе губы Поньгомы, деформациях, отмеченных складками северо-восточного и субмеридионального простирания, они, по-видимому, претерпели заметную переориентировку и стали субпараллельными. При таком положении статистический анализ линейностей и шарниров складок не позволяет выявить преимущественную ориентировку элементов складок разных генераций (рис. 11, б).

В результате указанной последовательности движений структура оз. Заячьего представляет собой систему лежащих изоклиальных складок с субширотными осевыми плоскостями, меняющими свое простирание на крыльях пологих наложенных складок северо-восточного или субмеридионального направления и падающими на юг под углом  $25-50^\circ$ , с шарнирами складок, погружающимися на Ю-ЮВ  $205^\circ$  под углом  $20-40^\circ$ . В восточной части, где находится замковая часть более крупной субширотной структуры (рис. 13), хорошо сохраняются складки ранней генерации с меридиональным простиранием вертикальных осевых плоскостей. Это узкие длинные подобные изоклиальные складки с параллельными крыльями и полого погружающимися к югу под углом  $10^\circ$  шарнирами. По морфологии и ориентировке структурных элементов они сопоставимы со складками  $F_2$  района губы Поньгомы.

Субширотные складки, очевидно, соответствуют складкам третьей генерации  $F_3$ , хотя, вероятно, и отличаются юго-западным погружением шарниров. Последующие северо-восточные и меридиональные складки имеют те же характеристики и особенности, что и складки четвертой  $F_4$  и пятой  $F_5$  генераций района губы Поньгомы.

Геологически реликты субфации дистен-ортоклазовых гнейсов относятся ко времени образования складок периода  $F_2$  или более ранних, следы которых здесь пока не обнаружены. Последующая история эволюции метаморфизма этого района аналогична району губы Поньгомы. Только последний период деформаций  $F_5$  сопровождается более интенсивной мигматизацией.

Мелкозернистые гранат-биотитовые гнейсы, по облику и составу аналогичные образованиям субфации дистен-ортоклазовых гнейсов, автором были обнаружены к югу от оз. Юлозеро среди глиноземистых среднезернистых гранат-биотитовых и кианит-гранат-биотитовых гнейсов. В последующем при детальном работах сотрудниками Института геологии Карельского филиала АН СССР Ю.И. Сыстрой и В.В. Щипцовым такие же породы были

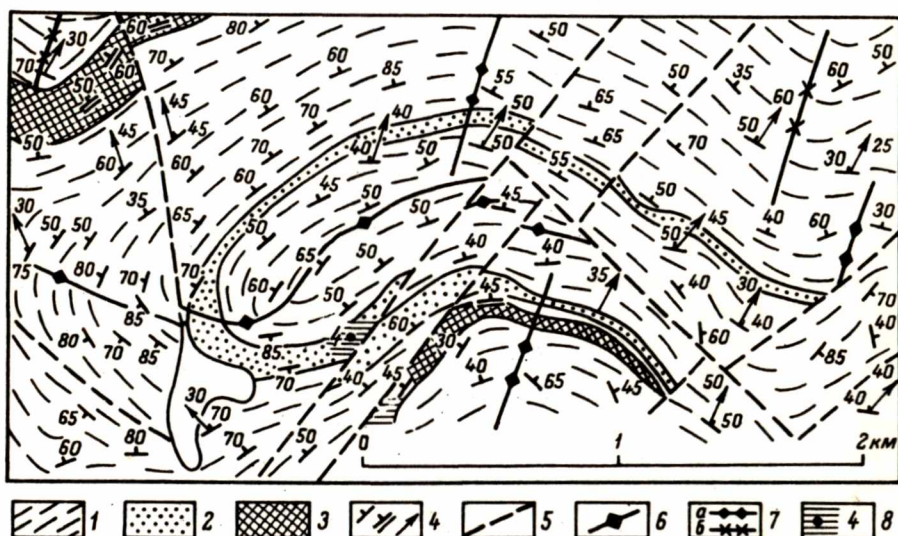


Рис. 14. Схематическая геологическая карта участка оз. Скобнево. Составил Ю.И. Сыстра.

1 - биотитовые гнейсы; 2 - глиноземистые гранат-биотитовые гнейсы; 3 - метагаббро (кварцсодержащие эклогитоподобные породы); 4 - ориентировка полосчатости, гнейсовидности и линейности; 5 - разломы; 6 - следы осевых плоскостей складок ранней генерации; 7 - следы осевых плоскостей наложенных складок (а - антиклинальных, б - синклинальных); 8 - участки распространения пород субфации дистен-ортоклазовых гнейсов, место взятия пробы на химический анализ минералов и ее номер.

встречены в районе оз. Вехозеро, на восточном берегу оз. Юлозеро, к северу от оз. Ригачозеро, а также вблизи оз. Скобнево (район Пиземских озер).

В районе озер Вехозеро-Телячьего-Юлозеро реликтовые мелкозернистые гранат-биотитовые гнейсы субфации дистен-ортоклазовых гнейсов, по данным В.В. Щипцова, приурочены к глиноземистым гнейсам чупинской свиты, которые смяты в складки субширотного направления - лежащие, изоклиналильные, запрокинутые к югу и участвующие в последующей складчатости с северо-восточной ориентировкой осевых плоскостей. Вместе с широтным простиранием структур отмечаются участки субмеридионального простирания



(оз. Верхнее Вехозеро — к югу от оз. Амбарного), являющиеся, вероятно, как и в восточной части оз. Заячьего, складками более ранней генерации.

Судя по составу граната (Пир = 31%) и железистости биотита (32,3%), к образованиям субфации дистен-ортоклазовых гнейсов относятся мелкозернистые гранат-биотитовые гнейсы, распространенные вблизи оз. Скобнево. Они встречаются среди среднезернистых гранат-биотитовых гнейсов, которые, по данным Ю. И. Сыстры, образуют прослой среди биотитовых гнейсов и гранито-гнейсов керетской свиты. Среди распространенных здесь ортоамфиболитов наблюдаются реликты симплектитовых эклогитоподобных пород, вероятно, изогипсальных с мелкозернистыми гранат-биотитовыми гнейсами.

Породы в районе оз. Скобнево, по данным Ю. И. Сыстры, образуют запрокинутую к югу изоклиналичную складку (рис. 14). Параллельные ее крылья смяты в антиклинальную складку более поздней генерации с азимутом простирания осевой плоскости СВ 30–40° и шарниром, погружающимся на СВ 30° под углом 50°.

Геологическое положение пород субфации дистен-ортоклазовых гнейсов в этих районах пока не выяснено. Имеющийся фактический материал свидетельствует о том, что они имеют более древнее происхождение, чем складки субширотного направления, с которыми в отличие от других районов здесь связан метаморфизм фации дистен-мусковитовых гнейсов. Такие же условия метаморфизма характерны и для последующих периодов складчатости.

Далее к северо-западу породы субфации дистен-ортоклазовых гнейсов отмечаются на месторождениях Малиновая варака, Карельский и Тэдино. При посещении автором месторождения Тэдино на г. Слюдовараке были встречены мелкозернистые гранат-биотитовые гнейсы, иногда с тонкими прослоями мелкозернистых гранат-диопсидовых амфиболитов, характерных для пород субфации дистен-ортоклазовых гнейсов района губы Поньгомы. Они смяты в складки и слагают небольшие реликтовые обломки в среднезернистых и гранат-биотитовых и кианит-гранат-биотитовых гнейсах. Результаты изучения химического анализа минералов, проведенного Г. П. Сафроновой (1968), А. С. Гришным (1970), А. К. Полиным (1972), Ю. В. Нагайцевым и В. И. Лебедевым (1971) и др., свидетельствуют, что породы субфации дистен-ортоклазовых гнейсов пользуются широким распространением в Чупино-Лоухском районе.

Заслуживает детального изучения район оз. Керчуг, где, по данным В. В. Фиженко, развиты среднезернистые двупироксеновые кристаллические сланцы с амфиболом, гранатом и магнетитом и гранитоиды типа эндербитов, являющиеся, возможно, образованиями фации двупироксеновых гнейсов, которые в районе губы Поньгомы предшествуют метаморфизму субфации дистен-ортоклазовых гнейсов.

## Выводы

1. Породы фации двупироксеновых гнейсов и субфации дистен-ортоклазовых гнейсов распространены в центральной части района Западного Беломорья и встречаются в виде реликтовых участков или площадей в районе губы Поньгомы и далее к северо-западу до Чупино-Лоухского района.

2. Пространственно они приурочены к осевой части выделенного здесь Енско-Лоухского (Шуркин и др., 1962) или Енско-Лоухско-Беломорского (Стенарь, 1969) синклинали и отмечаются среди всех распространенных в этом районе свит.

3. Породы беломорского комплекса имеют сложную геологическую историю. В районе губы Поньгомы выявлено пять периодов складчатости и свя-

занных с ними процессов мигматизации и метаморфизма, две разновозрастные группы основных и ультраосновных пород и три группы кислых пород. Выделяются три крупных тектоно-магматических этапа развития района – ранний, средний и поздний, отражающие участие беломорского комплекса как в архейской, так и протерозойской эпохах диастрофизма.

4. На других участках развития пород субфации дистен-ортоклазовых гнейсов на данной стадии их изучения отмечаются складки четырех генераций, которые, по-видимому, можно параллелизовать с периодами деформаций района губы Поньгомы – 2, 3, 4 и 5. В развитии метаморфизма наряду со сходством в этих районах есть и некоторые отличия. Так, для времени образования складок субширотного направления на некоторых участках характерен метаморфизм не субфации дистен-микроклиновых гнейсов, а фации дистен-мусковитовых гнейсов. Для района губы Поньгомы наиболее интенсивная мигматизация и гранитизация приурочены к раннему этапу развития (период  $F_1$ ), в то время как на северных участках наиболее интенсивные процессы мигматизации имели место в стадию, предшествующую образованию субширотных складок, и на позднем этапе развития в связи с образованием складок субмеридионального простираания  $F_5$ .

5. Метаморфизм пород фации двупироксеновых гнейсов и субфации дистен-ортоклазовых гнейсов относится к раннему архейскому этапу развития беломорид. Они предшествуют проявлению в Беломорье складчатости с субширотной ориентировкой структур. Наиболее ранним был метаморфизм фации двупироксеновых гнейсов, позднее в период мигматизации и ультраметаморфизма породы испытали метаморфизм субфации дистен-ортоклазовых гнейсов.



## Г л а в а IV

### ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ И ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД

Петрографическое описание, пород, относимых нами к субфации дистен-микроклиновых гнейсов и фации дистен-мусковитовых гнейсов, уже приводилось в работах по Западному Беломорью (Судовиков, 1939; Шуркин и др., 1962, и др.). Поэтому в этой главе основное внимание уделяется характеристике пород субфации дистен-ортоклазовых гнейсов. Кроме того, приведены данные по петрографии пород фации двупироксеновых гнейсов.

#### Породы субфации дистен-ортоклазовых гнейсов и фации двупироксеновых гнейсов

Среди пород субфации дистен-ортоклазовых гнейсов центральной части Западного Беломорья на всех участках их развития выделяются глиноземистые гнейсы — мелко- и среднезернистые гранат-биотитовые и кшанит-гранат-биотитовые гнейсы, эклогитоподобные породы, гранатовые и гранат-диопсидовые амфиболиты. Из других петрографических разновидностей отмечаются некоторые гранат-биотитовые ортогнейсы, а также мелко- и среднезернистые гранат-биотитовые гнейсы с диопсидом и (или) роговой обманкой. Породы фации двупироксеновых гнейсов представлены кальцифирами, двупироксеновыми гнейсами с гранатом, роговой обманкой и биотитом и в различной степени измененными диопсид-плагиоклазовыми породами.

Гранат-биотитовые и кшанит-гранат-биотитовые гнейсы. Эти породы (табл. 2 и 3) пользуются наибольшим распространением во всех изученных районах развития субфации дистен-ортоклазовых гнейсов. Они широко развиты в центральной части района губы Поньгомы, в других районах они встречаются в виде реликтовых участков среди пород чупинской и реже лоухской и керетской свит.

Среди мелкозернистых гранат-биотитовых гнейсов можно выделить две разновидности. Одна из них представлена более лейкократовыми, бедными биотитом, мелкозернистыми, часто с массивной текстурой биотит-гранатовыми породами. По геологическому положению и по петрографиче-

Таблица 2

Количественный состав и структурно-текстурные особенности глиноземистых гнейсов

Породы	Количественный состав, в %							Второстепенные минералы	Акцессорные минералы	Структура, текстура
	кварц	плагиоклаз	биотит	гранат	кианит	калиевый полевой шпат	мусковит			
Субфация дистен-ортоклазовых гнейсов										
Биотит-гранатовые гнейсы	10-35	55-75	2-5	7-15	-	-	-	Пироксен, амфибол	Циркон, рутил, рудный минерал, апатит, сфен	Бластокатакlastическая, гетеробластовая, гранобластовая; массивная
Гранат-биотитовые мелкозернистые гнейсы	10-40	35-65	8-15	5-12	-	-	-	-		Гранобластовая, лепидогранобластовая; гнейсовидная
Гранат-биотитовые среднезернистые гнейсы	10-25	50-75	7-15	5-25	-	0-1	-	Пироксен	Циркон, рутил, апатит, рудный минерал	Гранобластовая, гетеробластовая; гнейсовидная
Кианит-гранат-биотитовые гнейсы	5-25 до 45	40-75 до 20	5-20	7-25 до 30-35	1-10	0-5 до 15	-	-		
Субфация дистен-микроклиновых гнейсов										
Кианит-гранат-биотитовые гнейсы	10-45	25-65	10-20 до 30	3-10 до 20	2-15 до 20	0-3	-	-	Циркон, апатит, рутил, рудный минерал, Апатит, рудный минерал, кианит, графит, ортит	Гранобластовая, лепидогранобластовая; гнейсовая
Гранат-биотитовые гнейсы	10-20	65-70	5-15	3-5	-	-	-	-		Лепидогранобластовая; гнейсовая
Фация дистен-мусковитовых гнейсов										
Мусковитсодержащие кианит-гранат-биотитовые гнейсы	15-30	15-50	8-15	5-10	1-10	0-5	1-5 до 35-40	-	Турмалин, апатит, рудный минерал, графит, циркон	Лепидогранобластовая; гнейсовая

Таблица 3

Характеристика породообразующих минералов глиноземистых гнейсов

Минералы	Субфация дистен-ортоклазовых гнейсов				Субфация дистен-микроклиновых гнейсов		Фация дистен-мусковитовых гнейсов, мусковитсодержащие кианит-гранат-биотитовые гнейсы
	биотит-гранатовые гнейсы	мелкозернистые гранат-биотитовые гнейсы	среднезернистые гранат-биотитовые гнейсы	среднезернистые кианит-гранат-биотитовые гнейсы	кианит-гранат-биотитовые гнейсы	гранат-биотитовые гнейсы	
Плагиоклаз, % Ан	28-34 до 42		30-32 до 35-39	29-32 до 36, реже 22-26	28-33	30-34 до 41	28-32
Биотит	Ярко-коричневый, ярко-красно-коричневый, оранжево-коричневый $Ng = Nm = 1.621-1.623$ до $1.629$				Красно-коричневый, коричневый, буровато-коричневый $1.629-1.638$ до $1.641$		$1.629-1.639$
Гранат	$N = 1.780-1.791$ , $a_o = 11.50 \pm 0.01$	$a = 3.961-4.028$ ,	-	$N = 1.791-1.793$ , $a = 3.965-4.069$ , $a_o = 11.50 \pm 0.01$	$N = 1.793-1.803$ , $a = 4.034-4.069$ , $a_o = 11.50-11.52$	$N = 1.800 \pm 0.03$ , $a = 4.055$ , $a_o = 11.52 \pm 0.01$	-
Кианит	-	-	-	$cNg = 32^\circ$ , $2V = -82-84^\circ$ , $Ng = 1.728-1.730$ , $Np = 1.710-1.712$ , $Ng - Np = 0.016-0.018$	-	-	$cNg$ , $2V$ , $Ng$ , $Np$ , $Ng - Np$ такие же, как и у кианит-гранат-биотитовых гнейсов
Калиевый полевой шпат	-	-	Нерешетчатый калиевый полевой шпат	Ортоклаз, микроклин с неясной или отчетливой решеткой, микропертиты, антипертиты	Неяснорешетчатый и решетчатый микроклин	-	Решетчатый микроклин



скому и химическому составу они занимают промежуточное положение между лейкократовыми эклогитоподобными породами гранат-диопсид-плаггиоклазового состава или реже гранат-амфибол-плаггиоклазовыми породами и мелкозернистыми гранат-биотитовыми и кианит-гранат-биотитовыми гнейсами. Здесь иногда можно встретить реликтовые мелкие зерна пироксена или роговой обманки. Структура пород гранобластовая, текстура массивная.

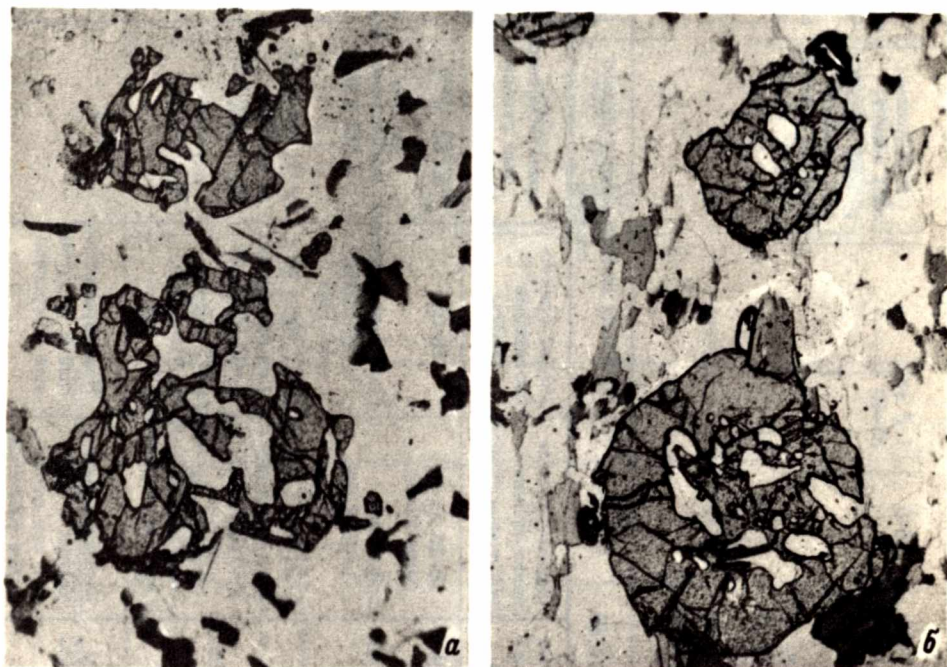


Рис. 15. Формы зерен граната. Без анализатора, увел. 28.

а — „недоразвитые“, скелетные в биотит-гранатовых гнейсах, шлиф В-141-1; б — округлые, субидiomорфные в гранат-биотитовых гнейсах, шлиф 655-1.

Гранат в этих породах образует крупные округлые субидиоморфные зерна, иногда с редкими мелкими включениями кварца в центральной части. Кроме того, встречаются мелкие неправильной формы зерна или „недоразвитые“ идиоморфные зерна с включениями, в сростании и в окружении кварца (рис. 15, а). Плаггиоклаз представлен неправильной формы зернами различной величины, корродированными кварцем. Кварц распространен в основной массе или концентрируется вблизи зерен граната и во включениях в гранате. Чешуйки биотита секут зерна кварца, плаггиоклаза и граната, т.е. образовались позднее их.

Вторая разновидность характеризуется более высоким содержанием граната и биотита (20–25%), при этом биотит слагает до 12–15% объема породы (табл. 2) и имеет ориентировку, вследствие чего приобретает лепидогранобластовая структура и гнейсовидная текстура. Биотит в этих гнейсах кроме самостоятельных кристаллов присутствует во включениях в гранате вместе с кварцем и плаггиоклазом. Зерна граната имеют характерную округлую форму (рис. 15, б) с включениями и без них. Обращает внимание отсутствие

кварца вокруг зерен граната. Наряду с гомогенным плагиоклазом встречаются зерна с антипертитовым строением.

Несколько отличные от описанных гранат-биотитовые гнейсы были встречены в районе оз. Скобнево. Они богаты мелкочешуйчатым биотитом (20–25%), который вместе с мелкозернистым (возможно, за счет катаклаза) гранатом неправильной формы составляет до 30% породы. На фоне этой мелкозернистой массы выделяются образованные позднее, значительно более крупные неправильные или идиоморфные зерна граната в окружении кварца.

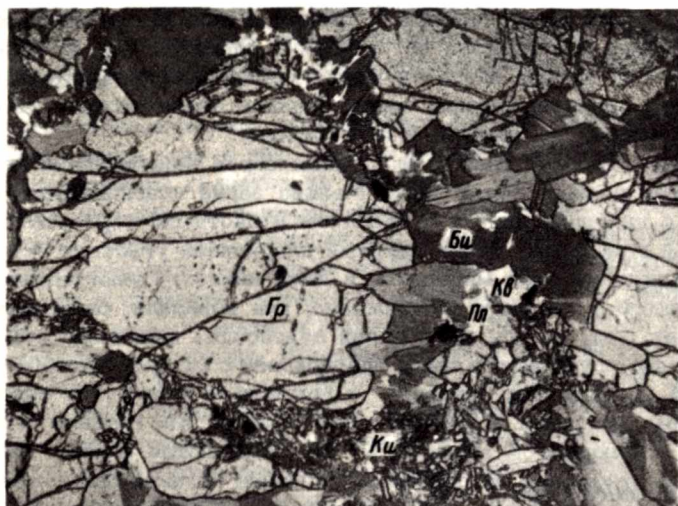


Рис. 16. Кианит-гранат-биотитовый гнейс. Агрегаты мелких зерен кианита, биотита, плагиоклаза и кварца заполняют интерстиции и трещины в зернах граната, корродируя его. Шлиф 122, без анализатора, увел. 23.

Кианит-гранат-биотитовые гнейсы от мелкозернистых гранат-биотитовых гнейсов, с которыми они связаны взаимопереходами, отличаются лучше выраженной гнейсовидной текстурой и более высокой степенью мигматизации. К мелкозернистым их можно отнести условно, поскольку зерна некоторых минералов, например граната и плагиоклаза, а также кварца, могут достигать значительных размеров (до 2–3 мм и больше). Но в отличие от средне- и крупнозернистых разновидностей того же состава кианит здесь очень мелкий, неразличимый в штупах, лишь местами встречаются скопления многочисленных мелких зерен голубоватого цвета, заметные на глаз. Кроме того, в этих гнейсах часто отмечаются участки гетеробластовой структуры, состоящие из крупных зерен, окруженных и включающих в себя массу мелкозернистого строения. Особенно широкое распространение эти гнейсы имеют в районе губы Поньгомы, но выделить их здесь среди аналогичных по облику мигматизированных гранат-биотитовых гнейсов можно лишь при детальном наблюдении.

Гранат кианит-гранат-биотитовых гнейсов образует крупные зерна, чаще всего неправильной формы, корродированные биотит-кианит-плагиоклаз-кварцевым агрегатом мелкозернистого сложения (рис. 16) и отдельными ми-



нералами. Как правило, гранат имеет пойкилобластическую структуру — включения кварца, плагиоклаза, биотита и кианита приурочены к центральной части зерен, краевые части являются гомогенными. Биотит встречается в виде мелких чешуек во включениях в гранате или широких коротких кристаллов, нередко развивающихся по гранату.

Кианит в этих гнейсах в основном представлен очень мелкими беспорядочно ориентированными зернами, образующими агрегаты. Ассоциирует кианит с калиевым полевым шпатом. Отчетливо различимые индивиды кианита попадаются реже, в них калиевый полевой шпат отсутствует, порода имеет равномернозернистое строение. Наиболее распространенная форма нахождения кианита — выполнение им и биотитом с небольшим количеством кварца и плагиоклаза интерстиций зерен граната и трещин в них. Кроме того, кианит наблюдается в зернах плагиоклаза на границе с гранатом или на границе двух зерен плагиоклаза, причем здесь он может образовывать цепочечные агрегаты беспорядочно ориентированных зерен. Мелкие зерна кианита встречаются также во включениях в гранате и плагиоклазе.

Плагиоклаз образует мелкие и крупные зерна неправильной формы, соответствующие разным генерациям. Мелкие зерна плагиоклаза (32–36%  $A_n$ ) в ассоциации с кварцем, иногда с гранатом и биотитом образуют реликтовые участки ранней генерации. Более крупный плагиоклаз угнетает их и содержит в себе включения этих минералов и даже кианит. Существенной разницы в составе мелкого и крупного плагиоклаза, как показали, определения в некоторых шлифах, нет, но все же поздний плагиоклаз несколько кислее (30–32%  $A_n$ ). Нередко встречаются зерна плагиоклаза с антипертитовым строением.

Калиевый полевой шпат является характерным минералом описываемых гнейсов, он был встречен в большинстве шлифов. На границе с плагиоклазом часто наблюдаются мирмекиты, но отмечаются случаи их нерационного взаимоотношения. В основном калиевый полевой шпат представлен нерешетчатой разновидностью, микропертитам, по оптическим свойствам (табл. 16) он относится к высоким ортоклазам (Марфунин, 1962). Реже встречается микроклин с неясной или отчетливой двойниковой решеткой. Нередко он развивается в краевых частях зерен нерешетчатого микропертита.

Для субфации дистен-ортоклазовых гнейсов характерны также разнообразные по облику и составу среднезернистые гранат-биотитовые гнейсы. Часто по внешнему облику они похожи на кианит-гранат-биотитовые гнейсы, с которыми бывают связаны взаимопереходами. Кроме того, они связаны взаимопереходами с мелкозернистыми гранат-биотитовыми гнейсами, от которых отличаются сложением и „мигматитовым“ обликом, а также с эклогитоподобными породами, за счет которых часто возникают. Как и в кианит-гранат-биотитовых гнейсах, в них нередко встречаются гетеробластовые структуры, которые обусловлены бластезом более крупных зерен граната, биотита, плагиоклаза и кварца на фоне мелкозернистой массы, среди которой можно встретить пироксен. В породе иногда присутствуют зерна нерешетчатого калиевого полевого шпата и мирмекиты на их границе с плагиоклазом. Гранат стремится приобрести округлую правильную форму. Там, где больше участков мелкозернистого строения, его зерна остаются несформированными. Как и в кианитовых гнейсах, крупный плагиоклаз практически не отличается по составу от мелкозернистого (30–36%  $A_n$ ). Чешуйки биотита имеют неправильную лапчатую или удлинненную форму. Для глиноземистых гнейсов характерно присутствие сульфидов — пирротина и пирита.

Эклогитоподобные породы. Среди беломорского комплекса широко распространены породы гранат-диопсид-плагиоклазового, реже гранат-диопсидового состава, обычно связанные взаимопереходами. Такой парагенезис в соответствии с современными представлениями свидетельствует о метаморфизме в условиях повышенных давлений, поэтому его изучение имеет большое



значение для понимания особенностей метаморфизма беломорского комплекса на разных этапах развития. Породы гранат-диопсид-плаггиоклазового состава обычно называются эклогитоподобными или эклогитовыми (Маракушев, Полин, 1962; Маракушев, 1965) породами, а также эклогитовыми сланцами (Добрецов и др., 1966, и др.), породы гранат-диопсидового состава, распространенные среди гнейсовых толщ, — эклогитами или псевдоэклогитами (den Tex, Vogel, 1962).

Эклогитоподобные породы разнообразны по составу и генезису. К ним относятся породы с различным соотношением граната, диопсида и плаггиоклаза, кварц может присутствовать в значительных количествах. За исключением реликтов в эклогитизированных габбро и двупироксеновых гнейсах ромбический пироксен в эклогитоподобных породах не распространен. Плаггиоклаз — постоянно присутствующий минерал. Породы гранат-диопсидового состава образуют среди эклогитоподобных пород лишь небольшие участки.

Эклогитоподобные породы образовались как при изохимической перекристаллизации пород, так и при участии метасоматических процессов, связанных с воздействием гранитов на вмещающие породы, с мигматизацией, окварцеванием, кальциевым и кремне-кальциевым метасоматозом. Эклогитоподобные породы Беломорья образовались в различных температурных условиях. Они распространены не только среди пород субфации дистен-ортоклазовых гнейсов, но и субфации дистен-микроклиновых и фации дистен-мусковитовых гнейсов. При этом гранаты и диопсиды из пород разных температурных групп различаются по составу. Воспользовавшись сводкой анализоз гранатов и клинопироксенов Л.Л. Перчука (1970, 1971), можно отметить, что гранаты из эклогитоподобных пород Беломорья сопоставимы с гранатами из многих разнообразных по парагенезисам эклогитов и эклогитоподобных пород, распространенных среди метаморфических комплексов на Южном и Полярном Урале, в Кокчетавском массиве, на Алданском шите, Кольском полуострове, в Альпах, Восточных Судах, Норвегии, Саксонии, США, Шотландии, Японии, Гане, на Шпицбергене, Тасмании и др., но пироксен часто значительно отличается более низким содержанием жадеитовой и чермакитовой молекул.

В пределах изученного района мелкозернистые эклогитоподобные породы субфации дистен-ортоклазовых гнейсов были встречены в районе губы Поньгомы на Белом море в виде будинированных прослоев среди глиноземистых гнейсов, а также в толще амфиболитов в качестве ксенолитов в мигматитах и в ранних гранитах. Они отмечались также на о. Поньгомнаволоке, в районе ст. Поньгомы и среди глиноземистых гнейсов, распространенных к юго-востоку от оз. Березового. Признаки их прежнего развития наблюдались в районе северного побережья оз. Заячьего, своеобразные симплектитовые эклогитоподобные породы встречены также в районе оз. Скобнево.

Среди обширной группы эклогитоподобных пород выделяется несколько подгрупп и разновидностей, отличающихся в большинстве случаев количественными соотношениями породообразующих минералов, особенностями их состава, а также некоторым различием химизма.

Эклогитоподобные породы прежде всего подразделяются на лейко- и меланократовые разновидности (табл. 4 и 5), отличающиеся не только составом, но и различными изменениями при последующих наложенных процессах. В тех случаях, когда имеет место сильное окварцевание пород, их трудно бывает отнести к той или иной выделенной разновидности.

Лейкократовые породы наблюдались среди глиноземистых гнейсов, где они слагают центральную часть полос или линз, которые постепенно без резких границ переходят в мелко-, равномернозернистые, часто массивные гранат-биотитовые гнейсы и затем в мелко- и среднезернистые гранат-биотитовые и кианит-гранат-биотитовые гнейсы. Реже они чередуются с мелкозер-



Таблица 4

Количественный состав (в %) и структурно-текстурные особенности эклогитоподобных пород и амфиболитов

Породы	Пироксен	Гранат	Плагиоклаз	Амфибол	Скаполит	Эпидот	Кварц	Второстепенные минералы	Акцессорные минералы	Структуры, текстуры
Субфация дистен-ортоклазовых гнейсов										
Эклогитоподобные: лейкократовые	5-25	3-15	35-80 (25)	-	-	-	5-40 до 60	Скаполит (0-3%), амфибол (0-2%), цоизит (0-7%), биотит (0-1%) Амфибол (0-3%), биотит (0-1%)	Рутил, рудный минерал, апатит, сфен, циркон	Микрогранобластовая, бластокактастическая, гранобластовая с участками центрической; массивная, гнейсовая, гранулитовая
меланократовые	20-45	20-40	20-40 (2-3)	-	0-5 до 15-20	-	1-5 до 15-30			
Амфиболиты: лейкократовые	-	15-20	55-60	10-15	-	-	0-12 до 40	Пироксен, биотит, скаполит	Рутил, сфен, апатит, рудный минерал, циркон	Гранобластовая с участками центрической; массивная, гнейсовая, гранулитовая
меланократовые	-	35-55	2-25	30-40	-	-	0-2			
Субфация дистен-микроклиновых и фация дистен-мусковитовых гнейсов										
Эклогитоподобные (со скаполитом) и эклогитовые	15-40 до 70	10-35	10-65 (0-3)	0-25	0-35	0-20	0-7 до 20	Биотит (0-3%), карбонаты (0-2%)	Сфен, апатит, рудный минерал, цоизит, реже циркон, ортит, рутил	Гранобластовая; массивная
Безгранатовые пироксен-эпидот-плагиоклазовые (скаполитовые) породы	20-35	-	0-35	5-15	0-20	15-35	1-20			
Гранатовые и гранат-пироксеновые амфиболы	0-25	5-30	15-75 (0-5)	15-70	0-25 до 45-55	0-15 до 30	0-20	Биотит, карбонаты	Сфен (до 3%), рудный минерал, апатит, радиоактивный апатит, цоизит, ортит, циркон, рутил	Гранобластовая, реже пойкилопорфирогранобластовая, нематобластовая с участками диаблитической; массивная, гнейсовая
Полевощпатовые амфиболиты	0-20	-	15-65	20-60	0-5	0-15	3-20		Сфен, рудный минерал, апатит, цоизит, ортит	Гранобластовая, нематогранобластовая; массивная, гнейсовая

Примечание. В скобках указаны минимальные содержания минералов,

Таблица 5

Кристаллооптическая характеристика главных породообразующих минералов эклогитоподобных пород и амфиболитов

Минералы	Субфация дистен-ортоклазовых гнейсов		Субфация дистен-микроклиновых и фация дистен-мусковитовых гнейсов		
	эклогитоподобные породы	амфиболиты	эклогитоподобные и эклогитовые породы	гранатовые и гранатдиопсидовые амфиболиты	полевощпатовые амфиболиты
Плагиоклаз, % Ан	26-32, 38-60, 62-85	32-47, 47-54, 69-88	35-50	15-40, 35-50 до 65, 88-90	15-25, 45-55, 88-93
Пироксен	Диопсид - с $Ng = 38-40^\circ$ , $2V = 58-60^\circ$ , $Ng' = 1.697-1.700$ , $Np' = 1.671-1.673$ , $Ng - Np = 0.024-0.029$ ; реже авгит - с $Ng = 46^\circ$ , $2V = 70^\circ$ и салит - с $Ng = 42-44^\circ$ , $2V = 60-64^\circ$	Диопсид-геденбергит - с $Ng = 38-46^\circ$ , $2V = 54-64^\circ$	Диопсид, диопсид-геденбергит, диопсид-авгит - с $Ng = 38-47^\circ$ , $2V = 58-64^\circ$ , $Ng' = 1.700-1.712$ , $Np' = 1.673-1.687$ , $Ng - Np = 0.025-0.028$	Диопсид - с $Ng = 38-39^\circ$ , $2V = 60^\circ$ , $Ng' = 1.697-1.700$ , $Np' = 1.671$ , $Ng - Np = 0.026-0.029$ ; диопсид-авгит - с $Ng = 41-43^\circ$ , $2V = 60-62^\circ$	-

Таблица 5 (продолжение)

Минералы	Субфация дистен-ортоклазовых гнейсов		Субфация дистен-микроклиновых и фация дистен-мусковитовых гнейсов		
	эклогитоподобные породы	амфиболиты	эклогитоподобные и эклогитовые породы	гранатовые и гранат- диопсидовые амфибо- литы	полевошпатовые ам- фиболиты
Амфибол	Золотисто-зелено-желтая роговая обманка - с $Ng = 11-18^\circ$ , $2V = -86^\circ$ (от $+88$ до $83-84^\circ$ ), $Ng' = 1.663-1.664$ , $Np' = 1.645$ , $Ng' - Np' = 0.018-0.019$ ; $a_o = 9.813-9.827$ , $b_o = 17.99-18.02$ , $c_o = 5.220-5.222$ , $\beta = 104^{o25}-104^{o30}$ ; зелено-бурая роговая обманка - с $Ng = 17-24^\circ$ , $2V = -(80-86^\circ)$ , $Ng' = 1.671-1.673$ , $Np' = 1.647-1.653$ , $Ng' - Np' = 0.018-0.024$ Бурая роговая обманка - с $Ng = 11-20^\circ$ , $2V$ от $-(83-84^\circ)$ до $+(88-90^\circ)$ , $Ng' = 1.679$ , $Np' = 1.653$ , $Ng' - Np' = 0.026$		Зеленая роговая обманка - с $Ng = 20-23^\circ$ , $2V = -(79-85^\circ)$	Зеленая роговая обманка - с $Ng = 14-23^\circ$ , $2V = -(68-85^\circ)$ , $Ng' = 1.673-1.680$ , $Np' = 1.653-1.662$ , $Ng' - Np' = 0.018-0.022$ ; светло-зеленая актинолитовая роговая обманка - с $Ng = 9-15^\circ$ , $2V = -(76-86^\circ)$ , $Ng' = 1.673-1.679$ , $Np' = 1.652-1.660$ , $Ng' - Np' = 0.019-0.021$	Зеленал и светло-голубовато-зеленая роговая обманка - с $Ng = 14-23^\circ$ , $2V = 68-85^\circ$ ; светло-зеленая актинолитовая роговая обманка - с $Ng = 15^\circ$ , $2V = -(80-81^\circ)$
Гранат	Пироп-гроссуляр-альмандиновый			$N = 1.788-1.793$ , $d = 3.91-4.023$ , $a_o = 11.56-11.60$	-
Скаполит	78-80% Me, $No = 1.590$ , $Ne = 1.558$ , $No - Ne = 0.032$	78% Me, $No = 1.592$ , $Ne = 1.558$ , $No - Ne = 0.034$	50-66-76% Me, $No = 1.568-1.588$ ; $Ne = 1.548-1.556$ , $No - Ne = 0.020-0.032$	63-78% Me, $No = 1.576-1.590$ , $Ne = 1.550-1.556$ , $No - Ne = 0.026-0.034$	78% Me, $No = 1.590$ , $Ne = 1.556$ , $No - Ne = 0.034$
Эпидот	Цоизит - с $Np = 0^\circ$ , $2V = 40-46^\circ$ ; клиноцоизит - с $Np = 0-2^\circ$ , $cNg = 24-25^\circ$ , $2V = 86-88^\circ$	-	Клиноцоизит - с $Ng = 1^\circ$ , $2V = 89^\circ$ ; пистацит - с $Np = -(2-3^\circ)$ , $2V = -(84-86^\circ)$	-	Пистацит - с $Np = 2-3^\circ$ , $2V = -(84-86^\circ)$

Примечание. Здесь и далее Me - мейонит.



нистыми диопсидсодержащими гранат-биотитовыми гнейсами и совместно с ними участвуют в складчатости (рис. 6, а, в). Меланократовые эклогитоподобные породы в глиноземистых гнейсах имеют, как правило, более четкие контакты.

Среди меланократовых эклогитоподобных пород выделяется разновидность с более кислым плагиоклазом (26–32% Ан) и с меньшим содержанием граната (15–25%) и диопсида (15–30%). В разностях, где наиболее интенсивно проявлены процессы образования граната, его содержание возрастает до 45–50% при содержании прироксена 0–3%, тогда как в наименее измененных разностях – до 2–3% при содержании пироксена 40–45%.

Большие вариации содержания главных породообразующих минералов объясняются различием первоначального состава пород, а также наложенными процессами.

Плагиоклаз в эклогитоподобных породах обычно четко sdвойникован (рис. 17, а) преимущественно по альбитовому, реже периклиновому и манебахскому законам. Широко распространены также зональные кристаллы (рис. 17, б, в). Характерны большие вариации состава – от 26 до 95% Ан, иногда даже в пределах одного шлифа. Выделяется разновидность меланократовых эклогитоподобных пород с наиболее кислым и стабильным по составу плагиоклазом (26–32% Ан). Четко sdвойникованный незональный плагиоклаз имеет состав 38–60% Ан. Но в одном шлифе среди четко sdвойникованного плагиоклаза было встречено зерно, в центральной части которого наблюдается более ранняя генерация (№ 26–28), по которой с сохранением ориентировки кристаллографических осей развивается плагиоклаз № 38. Не исключено, что и многие другие зерна и не только в этом шлифе явились результатом анортитизации более раннего плагиоклаза. Зональный плагиоклаз также имеет самый разнообразный состав, причем в основном характерна обратная зональность (№ 43 → № 60, № 52 → № 72 и др.) или зональность с чередующимся составом (№ 90 → № 60 → № 90, № 86 → № 54 → № 81), но встречаются случаи и прямой зональности (№ 62 → № 43 и др.). Часто „зональная“ структура кристаллов плагиоклаза создается при образовании новой секущей системы широких расплывчатых двойников (рис. 17, в), которые имеют более основной состав. В некоторых шлифах вместе с ясно sdвойникованным плагиоклазом встречаются симплектоидные зерна, похожие на мирмекиты, сложенные плагиоклазом с более основным составом, пятнистым угасанием, нечетким двойниковым строением и с червеобразными включениями кварца, который, по-видимому, выделился при анортитизации плагиоклаза (рис. 17, г).

Таким образом, для эклогитоподобных пород характерны процессы анортитизации плагиоклаза. Они нередко сопровождаются гранатизацией, скаполитизацией, образованием цоизита или клиноцоизита и окварцеванием.

Содержание диопсида (табл. 4 и 5) в породе зависит от степени развития по нему граната. Можно наметить серию пород, в которых постепенно за счет увеличения граната уменьшается количество диопсида вплоть до полного его исчезновения. Диопсид бесцветен, форма его зерен неправильная, цепочки зерен различной величины (за счет грануляции) часто вытянуты – подчеркивают гнейсовидность. При интенсивном процессе образования граната диопсид наблюдается в виде мелких изъеденных зерен неправильной формы. В породе, где отмечается анортитизация плагиоклаза и его скаполитизация, иногда образуются более крупные зерна диопсида новой генерации. Подобные преобразования могут свидетельствовать о явлениях, связанных с вполне подвижным поведением Na и Ca и изменением их химических потенциалов во внешней среде при инертном поведении Fe, Mg и Al.

В одном случае в меланократовой эклогитоподобной породе с эпидотом (клиноцоизитом) наблюдался зеленый пироксен, по-видимому эгиринсодержащий авгит ( $c Mg = 33–36^{\circ}$ ,  $2V = 72–74^{\circ}$ ).

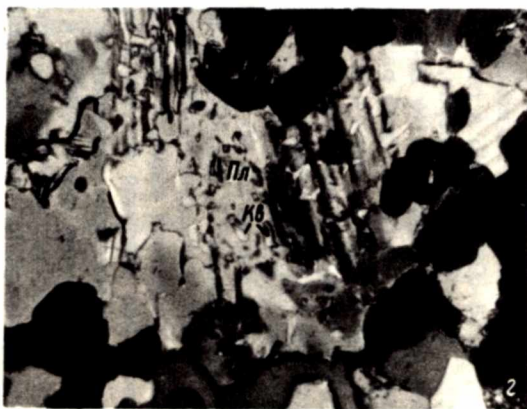
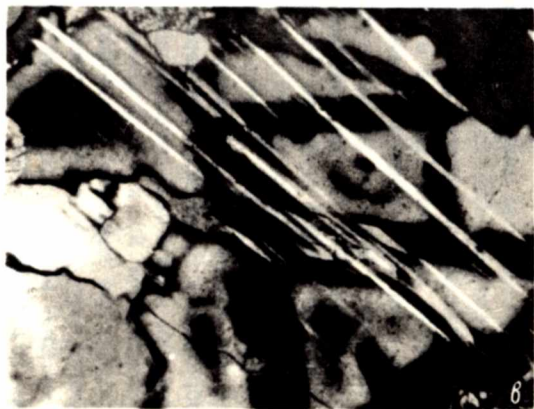


Рис. 17. Характер строения зерен плагиоклаза в эклогитоподобных породах. С анализатором.

а - четкосдвойникованное, шл. В-128, увел. 90; б - зональное, шл. В-151, увел. 45; в - зональное и сдвойникованное, зональность обусловлена секущей системой расплывчатых двойников, после образования зональности отмечается новая система двойникования, шл. В-98-3, увел. 170; г - симплектоидное, образовавшееся при анортитизации плагиоклаза, выделившийся при этом кварц образует червеобразные включения, шл. В-116, увел. 60.



Гранат имеет различную форму выделения в зависимости от интенсивности процессов гранатизации. Он развивается до плагиоклазу и диопсиду, как правило, на границе этих минералов в виде цепочек идиоморфных мелких зерен, образуя центрические структуры (рис. 18, 19), характерные также для начальных этапов эклогитизации гранулитов (Маракушев, 1965) или дру-

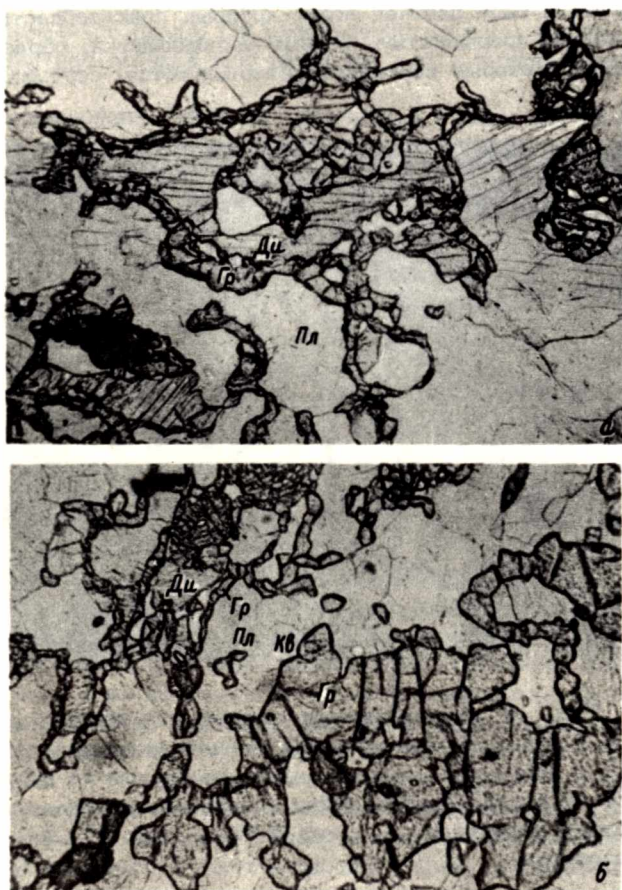


Рис. 18. Образование граната при эклогитизации диопсид-плагиоклазовых пород. Шлиф В-128, без анализатора.

а - цепочки мелких зерен на границе диопсида и плагиоклаза, увел. 60; б - порфиробласты, увел. 30.

зитов Беломорья. При дальнейшем развитии процесса в лейкократовых и некоторых меланократовых эклогитоподобных породах намечается тенденция к образованию гранат-плагиоклазовых пород с кварцем. Уже на первом этапе наряду с центрическими структурами образуются порфиробласты граната еще с сохранившимися изъеденными зернами диопсида (рис. 18, б). В следующую стадию диопсид, как правило, не сохраняется или встречаются его отдельные

мелкие корродированные зерна, при этом возникают идиоморфные контуры зерен граната в сростании и с включениями кварца. Изредка можно встретить уже сформировавшиеся округлые зерна с характерными включениями кварца, в следующую стадию преобразования таких зерен становится больше, в породе появляется ярко-красно-коричневый биотит, который развивается по гранату и после кварца. В этом случае наблюдаются постепенные переходы к гранат-биотитовым гнейсам.

В других меланократовых разностях при развитии процесса гранат, развивающийся преимущественно по плагиоклазу, прорастает всю породу (рис. 19) образуя причудливый узор цепочек более крупных пойкилобластических зерен. Цепочки извилистые, прерывистые, взаимосоединяющиеся, образующие узлы — скопления граната, которые перекристаллизовываются, стремясь образовать



Рис. 19. Эклогитизация диопсид-плагиоклазовых пород с образованием участков гранат-диопсидового состава с кварцем и реликтовым плагиоклазом (в лейкократовой части сохранившийся плагиоклаз приобретает обратную зональность). Шлиф В-92-б, увел. 45, без анализатора.

крупные идиоморфные обособления. В результате возникают участки, состоящие из граната и диопсида с небольшим содержанием плагиоклаза и кварца.

В сильно окварцованных породах цепочки мелких зерен граната можно наблюдать на всей границе полос и линз кварца с вмещающей породой, что в данном случае указывает на связь процессов образования граната и окварцевания. Полосы и линзы, сложенные зернами кварца неправильной формы, в этих случаях отчетливо подчеркивают гнейсовую или гранулитовую текстуру. Кварц угнетает и корродирует все минералы за исключением граната, развитие которого сопровождает и заканчивает процесс окварцевания. Кроме этого кварца, обычно присутствует его другая генерация в виде мелких зерен неправильной, часто червеобразной формы, выделившихся при реакции образования граната.

Скаполит развивается по плагиоклазу в виде отдельных зерен или пятнистых мозаичных агрегатов. Он образуется как при процессах окварцевания



и анортитизации плагиоклаза, так и без видимой связи с ними. По оптическим свойствам (табл. 5) он, по-видимому, относится к богатому  $\text{CO}_2$  мейониту - 78-80% Me (Трегер, 1958; Дир, и др., 1966).

Среди роговых обманок, развивающихся по диопсиду, различаются две разновидности: бледно-зеленая или желтовато-зеленая с плеохроизмом до почти бесцветной и буровато-зеленая роговая обманка. Совместно они, как правило, не встречаются, оптические свойства их различны (табл. 5), бледно-зеленая роговая обманка обогащена актинолитовым минералом (проба 41, табл. 11).

Биотит встречается редко. Он развивается по всем другим минералам, в большинстве случаев окраска его такая же, как в глиноземистых гнейсах,  $N_g = 1.639$ .

Цоизит и клиноцоизит (табл. 5) образуется в виде шестоватых кристаллов по плагиоклазу (рис. 17, б) при интенсивных процессах окварцевания, анортитизации и скаполитизации.

Из акцессорных минералов обращает на себя внимание постоянно встречающийся темно-коричневый или непросвечивающийся рутил, который наблюдается в виде зерен неправильной округлой формы. Часто по рутилу развивается сфен, особенно при процессах анортитизации и скаполитизации плагиоклаза. Сфен нередко бывает окрашен в буроватые тона, плеохроирующие до бесцветного. Из других акцессорных минералов следует отметить магнетит.

Нередко эклогитоподобные породы имеют отчетливую гнейсовую текстуру, очевидно обусловленную катаклизмом. Она подчеркивается ориентированным расположением осколков зерен плагиоклаза, диопсида, развивающегося по нему граната, а также полосами и линзами кварца. В этом их большое сходство с гранулитовыми текстурами. Макроскопически гнейсовая структура не всегда отчетлива, она проявляется, если смочить обнажение или образец водой.

Для того чтобы иметь представление о породах, наименее затронутых наложенными процессами, кажется целесообразным выделить и отдельно охарактеризовать две разновидности лейкократовых эклогитоподобных пород.

Первая разновидность содержит наименьшее количество цветных минералов (8-15%) и состоит из плагиоклаза (65-80%), пироксена (3-8%), граната (1-12%) и кварца (10-15%). Порода имеет очень мелкозернистое строение, судя по форме зерен диопсида, из-за наложенного катаклаза (грануляции). Плагиоклаз (48-42% An) образует обычно мелкие зерна, но встречаются зерна и более крупные, чем гранат и диопсид. По форме кристаллы плагиоклаза изометричны или имеют полигональные очертания и характерные четкие полисинтетические двойники. Гранат и диопсид образуют скопления, вытянутые по гнейсовидности. Гранат приурочен к границе зерен диопсида и плагиоклаза, он образует неотчетливую коронарную структуру в виде мелких пойкилобластов с очень мелкими червеобразными включениями кварца. Кроме того, встречаются идиоморфные зерна граната, расположенные вне гранат-диопсидовых скоплений. Пироксен бесцветный или слабо-зеленоватый, образует мелкие зерна неправильной формы, реже изометрические, полигональные. По данным оптических ( $c N_g = 37-40^\circ$ ,  $2V = +56-60^\circ$ ,  $N_g' = 1.697-1.700$ ,  $N_p' = 1.673$ ,  $N_g' - N_p' = 0.024-0.027$ ) и рентгеноструктурных ( $a_0 = 9.75$ ,  $b_0 = 8.93$ ,  $c_0 = 5.25$ ,  $\beta = 105^\circ 52'$ ,  $a \sin \beta = 9.36$ ) определений, он относится к диопсиду с небольшим содержанием геденбергитовой и авгитовой молекулы (Дир и др., 1966; Viswanathan, 1966). Кварц образует изометрические зерна в основной массе, иногда корродирующие зерна плагиоклаза. Структура породы гранобластовая, мозаичная, катакластическая, текстура гнейсовая.

Вторая разновидность эклогитоподобных пород - существенно диопсид-плагиоклазовая порода с небольшим содержанием кварца (5-7%) и граната (2-4%). Гранат в виде цепочечных агрегатов мелких зерен образуется на

контакте зерен диопсида и плагиоклаза (рис. 18, а). Но и здесь уже отмечается тенденция к образованию более крупных порфиробластических зерен граната (рис. 18, б). Плагиоклаз (около 60%) представлен битовнитом (70–75% Ан), характерны четкие полисинтетические двойники. Пироксен (28–30%) – диопсид с 20–25% геденбергитовой молекулы, с  $Ng = 38-40^\circ$ ,  $2V = 54-57^\circ(X)$ ,  $Ng' = 1.710$ ,  $Np' = 1.680$ ,  $Ng' - Np' = 0.030$ . Характерным акцессорным минералом является сфен. Структура породы центрическая гранобластовая, текстура массивная.

Интерес представляют симплектитовые эклогитоподобные породы с кварцем, роговой обманкой, иногда с магнетитом и биотитом, распространенные в районе оз. Скобнево и отнесенные Ю. И. Сыстрой к ортопородам. Они отли-

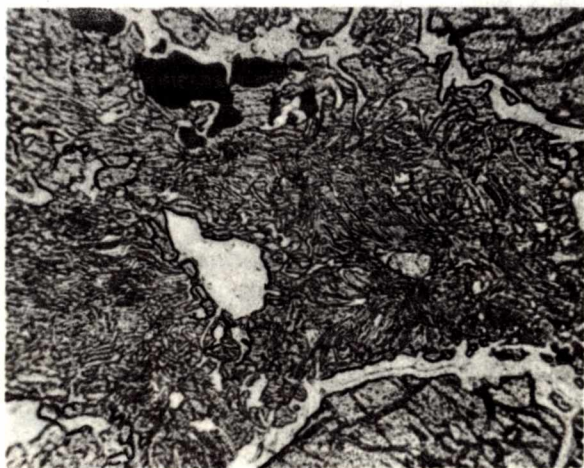


Рис. 20. Симплектитовая эклогитоподобная порода. Шлиф S - 421-1, увел. 45, без анализатора.

чаются среднезернистым и местами даже крупнозернистым строением, для них характерны участки гранат-диопсидового состава и крупный гранат идиоморфной, округлой или неправильной формы, иногда окруженный тонкой каймой плагиоклаза. Диопсид и плагиоклаз, в единичных случаях роговая обманка и плагиоклаз, образуют причудливые симплектитовые сростания (рис. 20). Плагиоклаз часто зонален. Создается впечатление, что кварц образовался при перекристаллизации породы, хотя иногда его повышенное содержание предполагают процессы окварцевания. Симплектиты, вероятно, характеризуют одну из начальных стадий процесса эклогитизации габбро.

В процессе мигматизации эклогитоподобные породы преобразуются в среднезернистые гранат-биотитовые гнейсы с диопсидом и (или) амфиболом или без них. Образование граната и биотита при перекристаллизации идет, по-видимому, одновременно. Гранат образует неправильной формы зерна с многочисленными червеобразными включениями кварца и в сростании с узкими чешуйками биотита (рис. 21). В среднезернистых гранат-биотитовых гнейсах с гетеробластовой структурой отмечается перекристаллизация минералов – на фоне мелкозернистой основной массы появляются крупные зерна более идиоморфного граната, биотита, плагиоклаза и кварца. Диопсид или зе-



леновато-коричневая роговая обманка может сохраняться в мелкозернистой массе. Диопсид – с небольшим содержанием геденбергитовой молекулы ( $\text{с Ng} = -38-40^\circ$ ,  $2V = +59-60^\circ$ ,  $\text{Ng}' = 1.700$ ,  $\text{Np}' = 1.671$ ,  $\text{Ng}' - \text{Np}' = 0.029$ ), роговая обманка имеет зеленовато-бурю окраску ( $\text{с Ng} = 21^\circ$ ,  $2V = -80^\circ$  или  $\text{с Ng} = 8-13^\circ$ ,  $2V = -84^\circ$ ,  $\text{Ng}' = 1.671$ ,  $\text{Np}' = 1.653$ ,  $\text{Ng}' - \text{Np}' = 0.018$ ). Биотит ( $\text{Ng} = 1.639$ ) окрашен в ярко-коричневые тона. Плаггиоклаз – олигоклаз-андезин (26–34% Ан). Структура бластокатаклическая, гетеробластовая, гранобластовая, текстура гнейсовая.



Рис. 21. Зерна граната с червеобразными включениями кварца и с вростками мелких чешуек биотита, образованные при мигматизации эклогитоподобных пород. Шлиф В-163-1, увел. 30, без анализатора.

Гранатовые и гранат-диопсидовые амфиболиты. Эти породы широко распространены в районе губы Поньгомы, где они слагают недифференцированные участки в толще амфиболитов и в субстрате мигматитов, а также в виде прослоев, будин и реликтовых смятых в складки фрагментов и линз среди глиноземистых гнейсов. Мелкозернистые гранатовые амфиболиты были встречены на месторождении Тэдино в виде маломощных прослоев среди мелкозернистых гранат-биотитовых гнейсов, которые образуют реликтовые обломки в среднезернистых мигматизированных гранат-биотитовых гнейсах.

Амфиболиты имеют много общих черт в составе, структурно-текстурных особенностях и в геологическом положении с гранат-диопсид-плаггиоклазовыми породами. Среди них выделяются такие же лейко- и меланократовые разновидности (табл. 4), а также интенсивно окварцованные амфиболиты, амфиболиты, богатые гранатом (гранатиты), и существенно роговообманковые породы с небольшим содержанием граната. Такое соответствие за счет амфиболизации эклогитоподобных пород, хотя не всегда можно констатировать, что роговая обманка образовалась по пироксену. Не имеют себе аналогов среди эклогитоподобных пород только мелко- и среднезернистые гранатовые амфи-

болиты с бурой и зеленовато-бурой роговой обманкой (табл. 5), которые, в частности, образуются на контакте их с метатектом при мигматизации амфиболитов с бледно-желтовато-зеленой роговой обманкой.

Гранат обнаруживает такие же формы, как и в эклогитоподобных породах, только в амфиболитах с бурой роговой обманкой наряду с коронарными формами встречаются более крупные пойкилобластические зерна, часто хорошо ограненные.

Роговая обманка образует мелкие зерна или агрегаты зерен неправильной формы, дающих иногда сплошные массы в сростании с гранатом. Часто отчетливо видно, что роговая обманка развивается по диопсиду. В одном случае наблюдалось, что роговая обманка кристаллизовалась в трещине, параллельной кристаллизационной сланцеватости. Отчетливо выделяются по цвету и оптическим свойствам три разновидности роговой обманки: со специфической золотисто-зеленовато-желтой, светло-буровой или золотисто-коричневатой со слабым зеленоватым оттенком окраской, плеохроирующей до почти бесцветной: с буровато-зеленой или зеленовато-бурой, а также с бурой окраской, плеохроирующей до светло-зеленовато-желтой (табл. 5). Первая разновидность роговой обманки по оптическим свойствам имеет большое сходство с первичным амфиболом из эклогитов горы Снежник в Восточных Судах, описанных К. Смуликовским (1968). Вторая и третья разновидности образуются позднее и часто за счет зеленовато-желтой роговой обманки.

Плагноклаз в большинстве случаев имеет постоянный состав (37–47 или 47–54%  $\text{An}$ ), характерный для четко sdвойникованных зерен. В лейкократовой гранат-роговообманково-плагноклазовой породе (гранат + роговая обманка = 10%), наблюдавшейся среди мелкозернистых гранат-биотитовых гнейсов, плагноклаз представлен битовнитом (69–88%  $\text{An}$ ), высокое содержание  $\text{An}$  (72–84%) отмечается также в амфиболитах, где развиты процессы окварцевания и скаполитизации. Встречаются также зерна с симплектоидным строением типа мирмекитов с расплывчатыми двойниками и червеобразными включениями кварца, реже с зональными или с секущими широкими расплывчатыми двойниками.

Кварц в амфиболитах содержится в небольших количествах, часто в виде мелких зерен неправильной формы он выделяется при образовании граната. При окварцевании, в целом не характерном для амфиболитов, кварц образует линзы или прерывистые полосы. Окварцевание сопровождается анортитизацией плагноклаза, при которой нередко образуются симплектоиды и наблюдается его скаполитизация. Появляющийся в породе биотит имеет светло-желто-коричневую окраску. Из аксессуарных минералов следует отметить апатит, который иногда образует крупные зерна.

Большой интерес представляют мелко- и среднезернистые амфибол-плагноклазовые породы с небольшим содержанием мелкого граната, образующегося на границе зерен. Они напоминают диопсид-плагноклазовые породы, возможно за счет них и образованы. Амфибол представлен обыкновенной роговой обманкой. Плагноклаз богат анортитом (80–92%), вероятно за счет анортитизации, одновременной со скаполитизацией и образованием новой генерации диопсида и апатита. При мигматизации они превращаются в амфиболиты с коричневой роговой обманкой.

Гранат-биотитовые ортогнейсы. Анализы граната и биотита из одного гнейсо-гранита на о-вах Солодушные луды в губе Поньгоме показали, что условия их метаморфизма соответствуют субфации дистен-ортоклазовых гнейсов (проба 46; табл. 9 и 10). Аналогичные ортогнейсы неоднократно встречались в центральной части губы Поньгомы. Нередко они послойно мигматизированы, на Колнаволоцких островах в метатекте мигматитов содержится микропертит, на границе метатекта и субстрата образуются идиоморфные зерна граната.



Таблица 6

Количественный состав кальцифиров

Породы	Карбо- нат	Дио- псид	Оливин	Шли- нель	Гранат	Скапо- лит	Амфи- бол	Фло- гопит	Второстепенные и акцессорные мине- ралы
Кальцифированные шпинель-диопсид-оливиновые	78-80	1-2	18-20	1-15	-	-	-	0-5	Рудный минерал, бесцветная слюда
Кальцифированные диопсидовые	85	15	-	-	-	-	-	-	
Гранат-скаполит-диопсидовые и гранат-диопсид-скаполитовые породы	- 2-3	65-70 30-35	- -	- -	10 10-15	12-15 50	1 2-3	- -	Кварц (5-7), биотит (1-2) Сфен, рудный минерал
Тремолитовые кальцифированные (фашиа дистен-мусковитовых гнейсов)	70-75	-	-	-	-	-	15-20	5-15	Кварц (0-2)

Ортогнейсы преимущественно имеют плагиоклазовый состав с содержанием калиевого полевого шпата 0–2%, в редких случаях оно возрастает до 30%. Калиевый полевой шпат представлен нерешетчатым микропертитом, в катаклазированных разностях – решетчатым микроклином. Биотит ( $Ng' = 1.631$ ) мелкочешуйчатый, имеет красную или коричнево-красную окраску. Плагиоклаз соответствует по составу олигоклазу (23–25%  $An$ ), из аксессуарных минералов характерны циркон и рутил. Структура ортогнейсов гранобластовая, бластокатакластическая, текстура гнейсовая.

Кальцифиры. В эту группу входят диопсидовые и шпинель-диопсид-оливиновые кальцифиры, а также гранат-скаполит-диопсидовые и гранат-диопсид-скаполитовые скарноподобные породы (табл. 6). Они были встречены только в районе губы Поньгомы (рис. 5).

Диопсид образует мелкие округлые зерна в виде цепочек или скоплений, подчеркивающих слабовыраженную гнейсовую текстуру. Оливин представлен хризолитом ( $Ng' = 1.710–1.712$ ,  $Np' = 1.673$ ,  $Ng' - Np' = 0.037–0.039$ ,  $2V = -85^\circ$ , параметры решетки:  $a_0 = 4.77$ ,  $b_0 = 10.18$ ,  $c_0 = 5.98$ ), образует зерна крупнее диопсида и соизмеримые с кальцитом. Оливин серпентинизирован, при этом выделяется рудный минерал, подчеркивающий более позднюю гнейсовидность.

Шпинель темно-зеленого цвета наблюдается в виде идиоморфных или неправильной формы зерен. Гранат в скарноподобных породах образует реакционные цепочки на границе скаполита и диопсида; последний имеет бледно-зеленую окраску ( $Ng' = 1.700–1.702$ ,  $Np' = 1.673$ ,  $Ng' - Np' = 0.027–0.029$ ). Биотит – вторичный, ярко-коричневый ( $Ng' = 1.630$ ).

Двупироксеновые гнейсы с гранатом, роговой обманкой и биотитом.

Эти гнейсы были встречены только на о. Истинном в будинах размером 0.7–1.0х2.0–2.5 м среди гранат-биотитовых глиноземистых гнейсов. Для них характерна несланцеватая полосчатая текстура, выраженная чередованием мелкозернистых лейко- и мезократовых полос. Порода состоит из плагиоклаза (75%), пироксена – ромбического и моноклинного (3–4%), граната (2–3%), роговой обманки (5%), биотита (2–3%) и кварца (8–10%).

Плагиоклаз (29–32%  $An$ ) встречается в виде мелких зерен неправильной формы, нередко с неясной зональностью. Пироксен также имеет неправильную форму зерен различной величины, по-видимому за счет катаклаза. Ромбический пироксен – гиперстен ( $cNg' = 4–5^\circ$ ,  $2V = 58–60^\circ$ ,  $Ng' = 1.710–1.712$ ,  $Np' = 1.697$ ,  $Ng' - Np' = 0.013–0.015$ ) – бесцветен, не плеохроирует. Моноклинный пироксен – диопсид – также не окрашен.

Роговая обманка образует самостоятельные зерна или развивается по пироксену, окрашена в зеленовато-коричневые тона ( $cNg' = 14–15^\circ$ ,  $2V = 76–80^\circ$ ,  $Ng' = 1.671$ ,  $Np' = 1.653$ ,  $Ng' - Np' = 0.013$ ). Гранат образует цепочки мелких пойкилобластических зерен с характерными червеобразными включениями кварца и скопления, дающие начало крупным порфиробластам. Гранат развивается по пироксену и роговой обманке или образуется одновременно с ней. Биотит имеет ярко-коричневую окраску ( $Ng' = 1.632$ ). Это наиболее поздний минерал, встречающийся в виде чешуек, ориентированных в различных направлениях.

Структура породы гранобластовая или бластокатакластическая, текстура массивная.

Аналогичные взаимоотношения минералов, указывающие на такой же характер метаморфизма, наблюдаются в гиперстеновых диоритах о. Поньгомаволака.

Амфиболизированные диопсид-плагиоклазовые породы. В отличие от других пород, наблюдающихся в ксенолитах в гранатах или в субстрате мигматитов, амфиболизированные диопсид-плагиоклазовые породы, распространенные в губе Поньгоме, на о-вах Вересовках, в губе Нечаева, Воньге, Домашней и на о. Охлябинине, характеризуются среднезернистым строением и от-



существованием граната. Наименее измененные их разновидности (о. Охлабинин) состоят из диопсида (30–35%), плагиоклаза (55–60%), биотита (7–8%) и единичных зерен кварца. Восточнее, на северном берегу губы Домашней (к востоку от о. Парыга) среди мигматитов встречаются такие же породы, но они подвержены катаклазу с последующим бластезом граната. В этом случае можно наблюдать переходы к эклогитоподобным породам. Иногда диопсид–плагиоклазовые породы интенсивно амфиболизируются вплоть до образования амфибол–плагиоклазовых пород. Вместе с тем происходит скаполитизация плагиоклаза, который часто обладает отчетливой зональностью. Роговая обманка имеет светло-зеленую окраску, аналогична роговой обманке из амфиболитов с небольшим содержанием граната. Реже встречается более интенсивно окрашенный амфибол. Структура пород гранобластовая, реже бластокатакlastическая.

О последовательности образования минералов  
в породах субфации  
дистен–ортоклазовых гнейсов

Приведенное петрографическое описание пород субфации дистен–ортоклазовых гнейсов свидетельствует о широком развитии реакционных взаимоотношений минералов, обусловленных как перекристаллизацией при изохимическом метаморфизме при смене термодинамических условий, так и при метасоматических процессах. Наиболее распространенным является процесс гранатизации, наблюдающийся в самых разнообразных породах и нередко сопровождающийся анортитизацией и скаполитизацией плагиоклаза, окварцеванием, амфиболизацией и биотитизацией.

Среди группы эклогитоподобных пород были выделены разновидности с небольшим содержанием граната. Они иллюстрируют начальную стадию процесса гранатизации, характеризующуюся образованием кайм на границе зерен диопсида и плагиоклаза с последующей собирательной перекристаллизацией граната в крупные, более или менее идиоморфные кристаллы (рис. 18, а, б). При дальнейшем развитии процесса содержание диопсида, за счет которого преимущественно образуется гранат, постепенно уменьшается вплоть до его полного исчезновения и образования лейко- и меланократовых гранат–плагиоклазовых с кварцем пород, которые при наложенной биотитизации превращаются в биотит–гранатовые и гранат–биотитовые породы.

Когда образование граната идет преимущественно за счет плагиоклаза, среди эклогитоподобных пород можно встретить участки гранат–диопсидового состава (рис. 19). Но в обычных условиях процесс образования граната проявлен умеренно, порода имеет гранат–диопсид–плагиоклазовый состав, плагиоклаз часто приобретает более основной состав, по диопсиду развивается светло-зеленая роговая обманка. При дальнейшем развитии процесса, с которым связано увеличение в породе кальция, идет скаполитизация плагиоклаза, а также образование по нему цоизита или клиноцоизита, сфенизация рутила и образование новой генерации диопсида. Описанные процессы часто сопровождаются умеренным окварцеванием, при сильном окварцевании идет интенсивное образование граната с тенденцией превращения пород в гранатиты.

В амфиболитах светло-зеленая роговая обманка образуется по диопсиду до образования граната, либо одновременно и даже позже него. Для амфиболитов характерны процессы анортитизации и скаполитизации плагиоклаза, образование крупных зерен апатита, диопсид новой генерации развивается по роговой обманке, т.е. в последовательности образования минералов в амфибо-



литах и эклогитоподобных породах много общего, что дает основание предполагать, что амфиболиты являются эклогитоподобными породами, в которых на определенном этапе интенсивнее был проявлен процесс амфиболизации.

В биотит-гранатовых породах, образовавшихся по эклогитоподобным, наиболее ранним из цветных минералов является гранат, который имеет неправильные „недоразвитые“ скелетные формы (рис. 15, а), при этом можно встретить сохранившиеся зерна диопсида. Постепенно собирательная перекристаллизация приводит к укрупнению зерен граната, приобретающих округлую близкую к идиоморфной форму (рис. 15, б). На этом этапе вместе с гранатом начинает кристаллизоваться мелкочешуйчатый биотит, наблюдающийся в виде включений в гранате. Биотит в виде более крупных чешуек образуется после граната и развивается по нему.

В кианит-гранат-биотитовых гнейсах, образующихся при мигматизации, намечается более сложный путь кристаллизации. Участки мелкозернистого строения кварц-плагиоклазового состава являются здесь неперекристаллизованными реликтами, однако сведениями о характере цветных минералов этого периода мы не располагаем, но по-видимому, биотит среди них присутствовал. В процессе перекристаллизации раньше других формируется гранат, который затем биотитизируется с образованием мелкоагрегатного кианита (рис. 16), кианит образуется в этот период и без видимой связи с процессами биотитизации граната. В дальнейшем идет перекристаллизация граната, плагиоклаза и кварца, мелкие зерна кианита встречаются во включениях в гранате и плагиоклазе, биотита — в гранате. Образовавшийся одновременно с кианитом калиевый полевошпат не обнаруживает реакционных взаимоотношений с другими минералами, за исключением плагиоклаза, на границе с которым иногда образуются мирмециты. Среди кианитовых гнейсов субфации дистен-ортоклазовых гнейсов встречаются разности, не содержащие калиевый полевошпат. По-видимому, они образовались при перекристаллизации кианитовых гнейсов с ортоклазом в регрессивный или диафорический период раннего этапа развития. Об этом свидетельствует и более высокая железистость сосуществующих гранатов и биотитов (пробы 5, 8; табл. 9 и 10). В этих условиях ассоциация граната с калиевым полевым шпатом, вероятно, становится неустойчивой, и за счет их реакции при перекристаллизации в породе происходит увеличение содержания биотита и кианита. Биотит новой генерации имеет другую ориентировку, кианит образует более различимые зерна.

При мигматизации эклогитоподобных пород устанавливается несколько вариантов последовательности минералообразования: 1) образование гранат-диопсидовых, затем гранат-роговообманковых (роговая обманка буровато-зеленая) и гранат-биотитовых ассоциаций (гранат-роговообманковые ассоциации в этой последовательности образуются не всегда); 2) одновременное образование граната и биотита (рис. 21) — процесс, весьма характерный для района губы Поньгомы; 3) в первую стадию идет интенсивный процесс образования граната и последующая биотитизация. В амфиболитах при мигматизации наблюдалось образование гранат-роговообманковой ассоциации (роговая обманка бурая) или гранат-диопсидовой, гранат-роговообманковой (роговая обманка буровато-зеленая) и гранат-биотитовой ассоциаций. Гранат-диопсидовая ступень здесь может отсутствовать.

Таким образом, сопоставляя процессы метасоматического изменения гранат-диопсид-плагиоклазовых пород с участием или без участия процессов мигматизации, можно наметить общий ряд последовательности минералообразования. Исходными являются породы диопсид-плагиоклазового состава с различным количественным соотношением диопсида и плагиоклаза, в редких случаях эти породы могут быть гиперстен-диопсид-плагиоклазового состава. При метасоматических преобразованиях названных пород намечается два направления. Одно из них характеризуется последовательностью:



Ди-Пл<sub>Ca</sub> → Гр-Ди-Пл<sub>Na</sub> → Гр-зел.-бур. Ро-Пл → Гр-Би-Пл  
 → Гр-Пл → Гр-Би-Пл.

Для некоторых преобразованных пород этот ряд можно продолжить еще ступенью

Гр-Би-Пл-Ки-Кпш.

Второе направление выражается следующей последовательностью:

Ди-Пл<sub>Ca</sub> → Гр-Ди-Пл<sub>Ca</sub> → Гр-Ди  
 → Гр-Ди-Пл+св.-зел. Ро, Ск, Цо, ДиГ.

Образование гранат-диопсидовых ассоциаций, таким образом, характеризует одну из ступеней второго направления общего метасоматического процесса. Ассоциации Гр-Ди-Пл первого и второго направлений различаются количественными соотношениями граната диопсида и плагиоклаза. Гранат в ассоциации первого направления преимущественно образуется по диопсиду, второго — по плагиоклазу. Гранат в этой ассоциации первого направления, по-видимому, беднее кальцием.

Некоторые петрографические различия  
 пород субфаций дистен-ортоклазовых  
 и дистен-микроклиновых гнейсов  
 и фации дистен-мусковитовых гнейсов

В беломорском комплексе центральной части Западного Беломорья породы субфации дистен-ортоклазовых гнейсов составляют лишь небольшую часть, преимущественным распространением пользуются породы субфации дистен-микроклиновых и фации дистен-мусковитовых гнейсов. Последние аналогичны по составу породам субфации дистен-ортоклазовых гнейсов, среди них выделяются такие же петрографические разновидности: глиноземистые гнейсы, амфиболиты, эклогитоподобные породы. Не останавливаясь подробно на их описании, ограничимся краткой характеристикой количественного минералогического состава, структурно-текстурных особенностей пород, главных породообразующих минералов, а также отметим некоторые их петрографические различия от пород субфации дистен-ортоклазовых гнейсов.

1. В целом для пород субфации дистен-ортоклазовых гнейсов наиболее характерно мелкозернистое, а для субфации дистен-микроклиновых и фации дистен-мусковитовых гнейсов — средне- и крупнозернистое строение. Однако зернистость сама по себе не может быть надежным диагностическим признаком. Так, мелкозернистые эклогитоподобные породы с эпидотом и скаполитом нередко встречаются в западной части района среди пород, метаморфизованных в условиях фации дистен-мусковитовых гнейсов, а некоторые мелкозернистые глиноземистые гранат-биотитовые гнейсы содержат гранат и биотит с железистостью, характерной для субфации дистен-микроклиновых гнейсов (пробы 12-15; табл. 9 и 10). Вместе с тем свойственное породам субфации кианит-ортоклазовых гнейсов мелкозернистое строение, а также гнейсовые или гранулитовые текстуры и гетеробластовые структуры часто обусловлены катаклизмом и последующим бластезом с участием процессов мигматизации и метасоматоза. Эти процессы в основном отмечались среди пород субфации дистен-ортоклазовых гнейсов.

2. В породах субфации дистен-ортоклазовых гнейсов при мелкозернистом строении более отчетливо проявляются реакционные взаимоотношения минералов. На более широко проявлен процесс образования граната, менее распространенный в более низкотемпературных условиях метаморфизма.

3. Некоторые различия устанавливаются в качественном составе минеральных ассоциаций – в породах высокотемпературного метаморфизма иногда содержится ортоклаз, не характерный для пород субфации дистен-микроклиновых и фации дистен-мусковитовых гнейсов. С другой стороны, ассоциации с мусковитом в глиноземистых гнейсах или с эпидотом и мусковитом в гнейсах кислого ряда характерны для фации дистен-мусковитовых гнейсов. Среди акцессорных минералов для пород субфации дистен-ортоклазовых гнейсов наиболее типичным является рутил.

4. При понижении степени метаморфизма в породах в целом изменяются соотношения граната и биотита, граната и роговой обманки в сторону уменьшения количества граната; в фации дистен-мусковитовых гнейсов намечается тенденция к образованию полевошпатовых амфиболитов по гранатовым амфиболитам и биотитовых гнейсов по гранат-биотитовым гнейсам. В кианитовых гнейсах ассоциации с калиевым полевым шпатом более характерны для пород субфации дистен-ортоклазовых гнейсов, менее – для субфаций дистен-микроклиновых гнейсов и не встречаются в фации дистен-мусковитовых гнейсов. При этом в породах субфации дистен-ортоклазовых гнейсов кианит часто наблюдается в виде агрегатов мелких зерен, не встреченных пока в породах субфации дистен-микроклиновых и фации дистен-мусковитовых гнейсов.

5. Окраска некоторых темноцветных минералов в породах различных фаций меняется. Бурая, зеленовато-бурая, буровато-зеленая роговая обманка характерна для субфации дистен-ортоклазовых гнейсов, зеленая и оливково-зеленая – для субфации дистен-микроклиновых гнейсов и светло-зеленая, иногда с голубоватым оттенком – для фации дистен-мусковитовых гнейсов. Золотисто-зеленовато-желтая актинолитовая роговая обманка субфации дистен-ортоклазовых гнейсов при понижении метаморфизма утрачивает свой золотисто-желтый оттенок. Биотиты в породах субфации дистен-ортоклазовых гнейсов преимущественно имеют яркую окраску – красно- или оранжево-коричневую, в породах субфации дистен-микроклиновых и фации дистен-мусковитовых гнейсов они окрашены в более бледные тона.

Отмеченные различия могут служить предварительным признаком степени метаморфизма пород.

#### Особенности химического состава пород субфации дистен-ортоклазовых гнейсов

Сопоставление петрографического и химического состава пород разных групп различных фаций метаморфизма (табл. 2-5, 7) позволило выявить некоторые особенности химизма пород субфации дистен-ортоклазовых гнейсов.

1. Лейкократовые эклогитоподобные породы отличаются от меланократовых более высоким содержанием  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и более низким содержанием феррических компонентов (рис. 22). Среди них выделяются разности, богатые  $\text{CaO}$ . Они характеризуются присутствием основного плагиоклаза (70-96% An), иногда скаполита и цоизита.

2. Мелкозернистые меланократовые эклогитоподобные породы субфации дистен-ортоклазовых гнейсов близки по составу как амфиболитам субфации дистен-ортоклазовых гнейсов, так и амфиболитам субфации дистен-микроклиновых гнейсов. От среднезернистых эклогитоподобных пород субфации дистен-микроклиновых гнейсов они отличаются меньшим содержанием  $\text{CaO}$ .



3. Мелкозернистые амфиболиты богаче  $MgO$ , чем мелко- и среднезернистые эклогитоподобные породы, а также амфиболиты субфации дистен-микроклиновых гнейсов. Среди амфиболитов также встречаются разновидности, богатые  $CaO$  с основным плагиоклазом и скаполитом. Выделенные в этой группе лейкократовые гранат-амфибол-плагиоклазовые породы (пробы 15; табл. 7) более близки по химизму лейкократовым эклогитоподобным породам.

4. Скарноподобные породы (проба 45) существенно диопсидового состава с гранатом и скаполитом отличаются от мелко- и среднезернистых эклогитоподобных пород и амфиболитов по химическому составу значительно меньшим содержанием  $Al_2O_3$  и большим  $CaO$ .

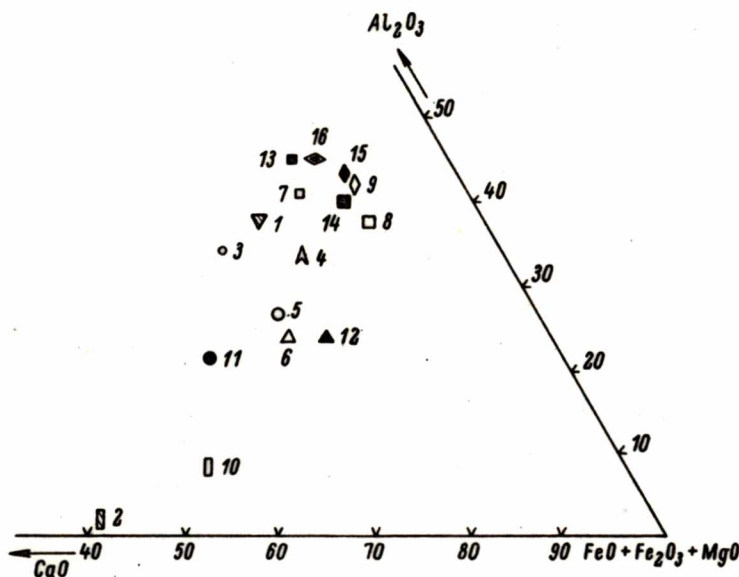


Рис. 22. Диаграмма  $Al_2O_3 - CaO - (FeO + Fe_2O_3 + MgO)$  среднего состава пород беломорского комплекса района центральной части Западного Беломорья.

Породы фации двупироксеновых гнейсов: 1 - двупироксеновые гнейсы с гранатом, роговой обманкой и биотитом; 2 - кальцифры. Породы субфации дистен-ортоклазовых гнейсов: 3 - лейкократовые мелкозернистые эклогитоподобные породы; 4 - биотит-гранатовые гнейсы с реликтовым диопсидом или роговой обманкой; 5 - меланократовые мелкозернистые эклогитоподобные породы; 6 - мелкозернистые гранат-диопсидовые амфиболиты; 7 - мелкозернистые гранат-биотитовые гнейсы; 8 - среднезернистые гранат-биотитовые гнейсы; 9 - мелкозернистые кианит-гранат-биотитовые гнейсы; 10 - гранат-диопсидовые скарноподобные породы. Породы субфации дистен-микроклиновых гнейсов и фации дистен-мусковитовых гнейсов: 11 - среднезернистые меланократовые эклогитоподобные породы; 12 - среднезернистые гранатовые и гранат-диопсидовые амфиболиты; 13 - мелкозернистые гранат-биотитовые гнейсы; 14 - среднезернистые гранат-биотитовые гнейсы; 15 - среднезернистые кианит-гранат-биотитовые гнейсы; 16 - мусковитсодержащие кианитовые гнейсы.

Таблица 7

Химический состав (в вес.%) пород беломорского комплекса центральной части Западного Беломорья

Номера проб	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	П. п. п.	Сумма	$f = \frac{FeO}{FeO+MgO} \%$
Породы субфации листен-ортоклазовых гнейсов и фации двупироксеновых гнейсов															
I. Эклогитоподобные породы															
а) лейкократовые эклогитоподобные (пробы 1-3) и гранат-плагиоклазовые (пробы 4-6) породы															
1	61.10	0.57	17.95	0.22	4.21	0.20	2.08	13.42	0.42	0.06	-	0.10	0.02	100.35	-
2	66.40	0.72	14.90	0.42	5.46	0.15	2.85	6.70	1.56	0.18	-	0.28	0.67	100.29	51.7
3	69.58	0.55	12.37	2.06	5.02	0.12	2.72	5.92	1.40	0.17	-	0.17	Не обн.	100.08	51.1
4	68.16	0.61	14.09	0.86	5.47	0.19	2.22	4.50	1.47	0.30	0.14	0.30	0.64	99.95	-
5	68.64	0.61	14.35	0.34	6.14	0.10	2.89	4.46	1.30	0.22	-	0.37	0.37	99.80	-
6	63.06	1.16	16.29	0.10	9.38	0.17	1.82	5.85	1.55	0.30	-	0.10	0.22	100.00	74.4
б) меланократовые эклогитоподобные породы															
7	56.76	0.89	15.57	3.41	7.32	0.16	5.26	6.54	2.97	1.20	-	0.29	Не обн.	100.37	43.9
8	50.58	1.08	16.73	1.21	9.74	0.18	7.12	9.46	3.02	1.05	-	0.14	0.06	100.37	43.2
9	56.44	0.84	17.10	2.42	4.58	0.10	4.85	8.16	3.97	0.67	-	0.13	0.53	99.89	34.2
10	51.00	1.26	13.27	5.65	9.70	0.18	6.26	9.36	2.40	0.60	Сл.	0.45	0.12	100.25	46.4
II. Гранатовые и гранат-диопсидовые амфиболиты															
11	45.75	0.43	19.83	1.15	7.97	0.05	10.48	11.26	1.75	0.65	-	0.15	0.57	100.04	29.9
12	48.45	0.69	17.36	1.40	8.83	0.05	10.02	11.25	1.30	0.45	-	0.07	0.33	100.20	-
13	53.76	0.53	14.59	3.87	6.94	0.13	8.71	9.02	1.25	0.27	-	0.25	1.06	100.38	-
14	48.54	1.04	16.49	1.03	8.19	0.12	11.19	11.58	1.00	0.40	-	0.09	0.83	100.50	-
15	71.58	0.49	13.72	0.21	3.74	0.03	2.17	6.68	1.07	0.14	-	0.07	0.56	100.46	-
III. Гранат-биотитовые гнейсы с реликтами диопсида и роговой обманки															
16	57.68	1.27	14.97	3.25	11.06	0.18	3.28	5.72	1.42	0.88	-	0.17	0.66	100.54	65.2
17	68.86	0.49	14.61	0.60	4.17	0.03	2.50	3.84	2.78	1.00	-	0.10	0.84	99.82	-
IV. Двупироксеновые гнейсы															
18	60.70	0.54	17.73	0.95	3.60	0.04	4.01	6.24	5.25	0.58	-	0.02	0.78	100.44	-
19	64.31	0.50	15.42	1.52	4.37	0.11	3.13	6.10	3.85	0.50	-	0.19	0.49	100.29	-
V. Глиноземистые гнейсы															
а) мелкозернистые гранат-биотитовые гнейсы															
20	67.51	0.66	15.31	0.29	4.98	0.10	2.82	4.20	2.45	1.02	-	0.18	0.59	100.11	49.6
21	72.96	0.33	12.30	2.11	3.11	0.08	2.03	3.14	3.00	1.03	-	0.14	Не обн.	100.23	45.7
22	68.56	0.73	13.87	1.40	5.25	0.09	3.47	2.88	2.18	1.20	0.20	0.30	0.44	100.57	40.0
23	59.50	0.77	17.89	1.42	6.14	0.12	4.60	2.86	3.13	2.27	-	0.24	1.31	100.25	-
24	63.57	0.60	17.45	0.40	5.21	0.09	3.43	2.99	3.50	1.90	0.22	0.27	0.87	100.50	40.0
25	67.51	0.52	15.64	1.34	3.32	0.06	2.40	3.02	3.47	1.43	0.025	0.15	1.16	100.04	50.0
26	70.94	0.54	12.78	1.75	4.66	0.08	2.80	2.65	2.41	1.24	-	0.14	0.67	100.56	-
27	66.74	0.64	14.00	1.39	6.18	0.09	3.86	3.80	2.04	0.70	-	0.10	0.69	100.23	-
28	70.07	0.53	14.37	0.44	3.94	0.12	2.47	3.96	2.08	1.05	0.15	0.15	0.72	100.05	-
б) мелкозернистые кианит-гранат-биотитовые гнейсы															
29	59.12	0.91	18.21	0.93	7.90	0.05	5.16	2.44	2.57	1.97	-	0.08	0.95	100.29	46.2
30	61.76	0.88	17.40	1.34	5.87	0.10	3.57	2.30	2.87	2.17	-	0.39	1.20	99.85	48.3
31	62.34	0.72	17.45	0.68	5.67	0.08	4.18	2.79	2.85	1.92	0.17	0.19	0.91	99.95	43.2
32	63.72	1.41	16.26	0.51	5.60	0.06	3.88	2.80	3.14	1.95	-	0.24	0.88	100.45	44.6
33	65.69	0.67	15.25	0.84	6.43	0.11	2.46	2.54	3.07	1.35	-	0.09	1.82	100.32	-
34	56.00	0.95	19.05	2.81	7.33	0.14	5.00	1.93	2.05	3.81	-	0.18	0.84	100.09	-
35	59.15	0.76	19.25	1.06	6.77	0.10	4.21	3.29	3.48	1.94	-	0.11	Не обн.	100.12	-
36	66.46	0.58	15.55	1.17	4.67	0.12	2.77	2.52	3.31	1.67	0.11	0.17	0.86	99.96	-
37	56.04	0.73	20.58	0.97	7.11	0.18	3.93	2.16	3.12	3.72	0.12	0.19	0.96	99.81	-
38	56.22	1.08	18.27	0.55	10.20	0.13	6.20	2.48	2.30	2.18	-	0.13	0.75	100.49	-



Таблица 7 (продолжение)

Номера проб	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	П. п. п.	Сумма	$\frac{FeO}{FeO+MgO} \%$
б) мелкозернистые кианит-гранат-биотитовые гнейсы															
39	64.96	0.61	16.92	1.01	5.24	0.07	3.37	3.04	3.27	1.38	-	0.09	0.50	100.46	-
40	60.59	0.85	17.59	0.78	7.72	0.10	4.78	2.76	2.79	1.78	-	0.11	0.63	100.48	-
41	64.24	0.72	16.38	0.72	5.33	0.09	3.47	3.28	2.84	1.85	-	0.20	1.23	100.35	-
в) среднезернистые гранат-биотитовые гнейсы															
42	50.85	1.25	20.53	0.79	9.73	0.11	5.40	3.55	3.31	2.62	-	0.18	1.54	99.86	50.2
VI. Карбонатные породы															
43	17.62	0.20	2.64	0.55	1.08	0.36	10.61	34.40	0.20	0.72	0.25	0.27	30.42	99.32	-
44	12.20	0.11	0.98	0.46	0.38	0.12	19.50	28.70	0.10	0.25	0.07	0.28	36.82	99.97	-
45	50.12	0.49	7.04	0.99	6.39	0.11	12.03	20.32	0.48	Не обн.	-	0.14	2.18	100.29	23.0
Породы субфации дистен-микроклиновых и фации дистен-мусковитовых гнейсов															
I. Эклогитоподобные породы															
46	43.92	1.27	16.73	5.70	9.94	0.29	5.87	12.42	1.63	0.17	0.009	0.18	1.75	99.87	48.8
47	50.10	0.50	14.21	1.07	8.05	0.13	6.94	14.06	3.00	0.47	-	0.39	0.76	99.68	-
48	47.30	0.81	14.61	2.94	7.76	0.31	6.00	18.10	1.48	0.08	-	0.16	0.51	100.06	41.1
49	48.40	1.02	15.77	3.54	7.98	0.17	6.70	12.10	2.09	1.00	0.21	0.42	0.94	100.34	-
50	49.21	1.07	15.09	1.67	7.93	0.16	6.59	14.80	1.62	0.45	Сл.	0.15	1.55	100.29	-
II. Гранат-диопсидовые амфиболиты															
51	67.68	0.79	13.65	1.14	5.71	0.08	3.42	2.82	2.35	1.37	-	0.19	1.09	100.29	48.5
52	48.32	1.07	14.37	2.91	9.92	0.22	9.02	10.28	2.23	0.45	-	Сл.	1.60	100.39	38.2
53	47.30	1.00	14.22	2.92	10.42	0.17	8.57	10.57	1.50	1.52	-	0.30	1.89	100.38	40.5
54	62.34	0.72	17.45	0.68	5.67	0.08	4.18	2.79	2.85	1.92	0.17	0.19	0.91	99.85	43.2
III. Глиноземистые гнейсы															
а) мелкозернистые гранат-биотитовые гнейсы															
55	65.92	0.82	14.58	1.07	6.46	0.12	3.09	2.52	2.80	1.73	-	0.12	1.14	100.37	53.9
56	70.32	0.72	12.85	1.41	4.88	0.08	1.93	2.34	2.33	1.48	-	0.24	1.04	99.62	58.6
57	65.50	0.56	15.50	1.64	5.10	0.16	2.90	3.08	3.07	2.08	-	0.11	0.35	100.05	48.1
58	68.94	0.29	17.08	1.42	1.14	0.05	1.08	3.23	4.42	1.20	-	0.15	0.52	99.52	34.7
б) среднезернистые кианит-гранат-биотитовые гнейсы															
59	53.21	0.98	19.47	2.20	8.04	0.12	5.31	2.17	3.00	3.61	-	0.30	1.92	100.33	46.1
60	60.90	0.81	18.39	1.34	6.42	0.08	4.07	1.80	2.55	2.55	-	0.28	1.25	100.42	46.8
61	59.94	0.89	18.27	1.69	6.64	0.10	4.48	1.80	1.46	2.44	-	0.35	1.32	100.38	45.0
62	63.54	0.63	14.39	3.02	5.37	0.10	3.72	2.67	2.90	2.20	0.02	0.24	1.39	100.19	55.1
63	66.07	0.68	15.31	0.91	4.81	0.07	3.23	2.00	3.25	2.50	-	0.16	1.04	100.03	45.7
64	54.88	0.83	20.35	2.77	7.54	0.10	4.87	2.24	2.25	3.20	-	0.40	0.84	100.27	40.1
65	49.38	0.84	24.00	1.50	9.04	0.12	4.98	3.00	2.97	4.12	-	0.20	0.30	100.45	50.0
66	69.64	0.64	14.35	0.57	4.19	0.08	1.67	4.50	1.43	1.50	0.036	0.09	1.01	99.70	-
67	59.44	1.16	20.70	0.84	5.94	0.09	3.24	2.15	1.72	2.90	0.08	0.22	1.46	99.94	-
68	61.98	0.94	18.82	0.62	4.32	0.06	2.83	2.64	2.63	2.50	0.048	0.11	1.81	100.30	-
в) мусковит-кианит-гранат-биотитовые гнейсы															
69	63.20	0.51	16.58	1.23	4.54	0.08	2.89	3.06	3.86	2.03	0.24	0.29	1.45	99.96	46.6
70	60.86	0.67	15.79	2.75	8.62	0.05	3.02	1.82	2.65	2.19	-	0.21	1.48	100.11	61.2
71	65.74	0.60	17.88	1.43	4.08	0.06	1.94	3.14	3.95	1.25	-	0.21	0.81	100.49	54.3
72	62.00	0.73	17.37	1.43	8.04	0.16	1.91	1.50	0.40	3.23	0.052	0.34	2.48	99.64	-

Таблица 7 (продолжение)

Номера проб	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	П. п. п.	Сумма	$f = \frac{FeO}{FeO + MgO} \cdot 100\%$
г) среднезернистые гранат-биотитовые гнейсы															
73	62.24	0.82	16.46	1.11	5.54	0.08	3.69	3.14	3.50	2.55	-	0.17	0.93	100.23	45.3
74	50.82	1.24	19.24	1.63	9.84	0.16	5.80	3.04	3.06	3.37	-	0.13	1.63	99.96	48.7
75	60.01	0.61	17.30	2.35	5.39	0.09	3.07	3.04	3.79	2.25	0.05	0.53	1.75	100.23	49.2
IV. Биотитовые гнейсы															
76	68.08	0.54	14.88	1.12	3.78	0.07	2.27	2.20	3.68	2.08	-	0.30	1.42	100.42	48.2
77	71.90	0.17	15.57	0.94	0.72	0.04	0.48	2.42	3.81	3.39	-	0.22	0.14	99.80	45.5
Граниты и гнейсо-граниты															
I. Граниты и ортогнейсы I возрастной группы															
78	69.30	0.45	16.13	0.53	2.87	0.03	1.05	2.96	3.85	2.57	-	0.20	0.27	100.21	67.0
79	65.74	0.49	17.67	0.46	3.66	0.06	1.71	4.40	4.00	1.10	-	0.15	0.47	99.91	54.8
80	70.96	0.28	14.10	0.64	3.51	0.03	1.96	2.53	3.55	1.50	0.22	0.21	0.63	100.12	50.0
II. Граниты II группы															
81	71.60	0.47	14.07	0.52	2.16	0.05	0.82	1.88	2.69	5.70	-	Сл.	0.42	100.38	60.0
82	68.98	0.29	16.69	0.18	2.16	0.03	1.05	3.44	4.60	1.32	-	0.24	0.71	99.69	53.6
83	73.06	Не обн.	16.16	0.15	0.50	0.01	0.21	0.99	3.00	6.05	-	0.10	0.18	100.41	-
III. Граниты III группы															
84	71.42	0.39	13.88	1.47	1.94	0.03	0.83	1.86	2.86	5.00	-	0.15	0.54	100.37	-



Примечание к табл. 7. 1 - обр. В-128, о-ва Калнаволошкие, ан. Т.М. Брагина; 2 - обр. В-100-3, порода содержит афибол, о-ва Вересовки, ан. Н.В. Укконен; 3 - обр. В-122-4, о. Золотиха, ан. Р.Ф. Сарафанова; 4 - обр. В-1, северный берег оз. Заячьего, ан. А.И. Федосеева; 5 - обр. В-141-3, о-ва Калнаволошкие, ан. Т.М. Брагина; 6 - обр. 476, губа Воньга, ан. З.П. Помазан; 7 - обр. В-100-1, о-ва Вересовки, ан. Р.Ф. Сарафанова; 8 - обр. В-79-1, губа Домашняя, ан. Т.М. Брагина; 9 - обр. 80-3, губа Домашняя, ан. Р.Ф. Сарафанова; 10 - обр. 597-3, ст. Поньгома, ан. Р.Ф. Сарафанова; 11 - обр. В-93-12, о. Голоменные Юзменги, ан. Л.Н. Мокеева; 12 - обр. В-58, губа Воньга, ан. Л.Н. Мокеева; 13 - обр. В-122, о. Золотиха, ан. Р.Ф. Сарафанова; 14 - обр. В-100-9, о-ва Вересовки, ан. Л.Н. Мокеева; 15 - обр. В-63, лейкократовая разность, губа Воньга, ан. Л.Н. Мокеева; 16 - обр. В-100-1а, о-ва Вересовки, ан. Р.Ф. Сарафанова; 17 - обр. В-63-1, губа Воньга, ан. В.А. Кукина; 18 - обр. В-173-4, порода содержит также гранат, амфибол и биотит, губа Нечаева, ан. Л.Н. Мокеева; 19 - обр. В-173-1, более гранатизированная и биотитизированная разность, губа Нечаева, ан. Т.М. Брагина; 20 - обр. В-100-2, о-ва Вересовки, ан. Н.В. Укконен; 21 - обр. В-121-2, о-ва Солодушные луды, ан. Р.Ф. Сарафанова; 22 - обр. 655-1, губа Нечаева, ан. Т.М. Брагина; 23 - обр. S-410-4, оз. Скобнево, ан. Л.Н. Мокеева; 24 - обр. 501-2, порода содержит кианит, оз. Энгозеро, ан. З.П. Помазан; 25 - обр. 268, оз. Заячье, ан. В.Ф. Лобанова; 26 - обр. В-122-5, о. Золотиха, ан. Р.Ф. Сарафанова; 27 - обр. В-141-4, о-ва Калнаволошкие, ан. Л.Н. Мокеева; 28 - обр. В-2, северный берег оз. Заячьего, ан. А.И. Федосеева; 29 - В-100, о-ва Вересовки, ан. Л.Н. Мокеева; 30 - обр. 655, губа Нечаева, ан. В.М. Шебалина; 31 - обр. 352, р. Воньга, ан. З.П. Помазан; 32 - обр. 299, губа Воньга, ан. В.М. Шебалина; 33 - обр. В-118, о-ва Солодушные луды, ан. Т.М. Брагина; 34 - обр. В-118-1, о-ва Солодушные луды, ан. Т.М. Брагина; 35 - обр. В-122-5а, среднее по двум пробам, о. Золотиха, ан. Р.Ф. Сарафанова; 36 - обр. В-3, оз. Заячье, ан. А.И. Федосеева; 37 - обр. В-4, оз. Заячье, ан. А.И. Федосеева; 38 - обр. В-141-5, из субстрата, о-ва Калнаволошкие, ан. Л.Н. Мокеева; 39 - обр. В-141-6, из метатекта, о-ва Калнаволошкие, ан. Л.Н. Мокеева; 40 - обр. В-141-5а, усредненная проба, о-ва Калнаволошкие, ан. Л.Н. Мокеева; 41 - обр. В-63-2, губа Воньга, ан. В.А. Кукина; 42 - обр. В-92-4, губа Воньга, ан. Т.М. Брагина; 43 - обр. В-2017-3, кальцифир, о-в Мраморный, ан. Р.Ф. Сарафанова; 44 - обр. 1834-1, кальцифир, оз. Березовое, ан. Р.Ф. Сарафанова; 45 - обр. В-93-4, скарноподобная диопсидовая порода с гранатом, о-в Голоменные Юзменги, ан. В.А. Кукина; 46 - обр. В-2014, о. Олений, ан. Г.И. Капустина; 47 - обр. В-248-2, губа Поньгома, ан. Л.Н. Мокеева; 48 - обр. В-81, порода содержит также эпидот и скаполит, губа Домашняя, ан. Н.В. Укконен; 49 - обр. 350-1, ст. Поньгома, ан. Р.Ф. Сарафанова; 50 - обр. 2680, южный берег оз. Энгозеро, ан. Г.И. Капустина; 51 - обр. 629-2, оз. Овечье, ан. Т.М. Брагина; 52 - обр. В-81-1, губа Домашняя, ан. Н.В. Укконен; 53 - обр. 107-2, оз. Овечье, ан. Т.М. Брагина; 54 - обр. 315, эпидотсодержащий амфиболит, оз. Энгозеро, ан. З.П. Помазан; 55 - обр. 115, рудник Карельский, ан. В.М. Шебалина; 56 - обр. 142, рудник Карельский, ан. В.М. Шебалина; 57 - обр. В-629-2, устье р. Куземы, ан. Р.Ф. Сарафанова; 58 - обр. В-19-10, оз. Юлозеро, ан. З.П. Помазан; 59 - обр. 656, губа Нечаева, ан. Т.М. Брагина; 60 - обр. 917, участок Домашний, ан. Т.М. Брагина; 61 - обр. 534-1, оз. Энгозеро, ан. Т.М. Брагина; 62 - обр. 57г, губа Поньгома, ан. В.Ф. Лобанова; 63 - обр. 531, оз. Заячье, ан. Т.М. Брагина; 64 - обр. В-629-1, устье р. Куземы, ан. Р.Ф. Сарафанова; 65 - обр. В-629, устье р. Куземы, ан. Р.Ф. Сарафанова; 66 - обр. 1792-2, устье р. Куземы, ан. Т.М. Брагина; 67 - обр. В-2017-10, о-в Мраморный, ан. Г.И. Капустина; 68 - обр. В-2017, о. Мраморный, ан. Г.И. Капустина; 69 - обр. 57в, губа Поньгома, ан. Т.М. Брагина; 70 - обр. S-157, оз. Верхн. Кюви-Канда, ан. Р.Ф. Сарафанова; 71 - обр. S-144-1, оз. Больш. Крохино, ан. Р.Ф. Сарафанова; 72 - обр. 1792-1, устье р. Куземы, ан. Т.М. Брагина; 73 - обр. Ж-100-1, о-ва Вересовки, ан. В.А. Кукина; 74 - обр. Ж-100, о-ва Вересовки, ан. В.А. Кукина; 75 - обр. 220, оз. Овечье, ан. В.Ф. Лобанова; 76 - обр. 204, оз. Овечье, ан. Т.М. Брагина; 77 - обр. 206-5, оз. Овечье, ан. Т.М. Брагина; 78 - обр. В-121-1, о-ва Солодушные луды, ан. Р.Ф. Сарафанова; 79 - обр. В-66, губа Воньга, ан. Н.В. Укконен; 80 - обр. 284-4, оз. Заячье, ан. З.П. Помазан; 81 - обр. В-57-6, губа Воньга, ан. Н.В. Укконен; 82 - обр. В-57-3, губа Воньга, ан. Н.В. Укконен; 83 - обр. В-57-8, губа Воньга, ан. Т.М. Брагина; 84 - обр. В-179-1, о. Охлябинин, ан. Л.Н. Мокеева.

Таблица 8

Средние химические составы пород

Окислы	Гранат-диопсид (рогово-обманково)-плагноклазовая порода с кварцем (5 ан.)	Мелкозернистый гранат-биотитовый гнейс (9 ан.)	Мелкозернистый кианит-гранат-биотитовый гнейс (13 ан.)	Среднезернистый кианит-гранат-биотитовый гнейс (14 ан.)
$\text{SiO}_2$	68.87	67.48	61.27	60.77
$\text{TiO}_2$	0.60	0.59	0.84	0.78
$\text{Al}_2\text{O}_3$	13.88	14.85	17.55	18.12
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	0.78	1.17	1.03	1.60
$\text{FeO}$	5.16	4.75	6.60	6.26
$\Sigma \text{Fe}$	5.94	5.92	7.63	7.86
$\text{MnO}$	0.12	0.09	0.10	0.09
$\text{MgO}$	2.57	3.10	4.08	3.44
$\text{CaO}$	5.65	3.28	2.64	2.45
$\text{Na}_2\text{O}$	1.36	2.69	2.90	2.46
$\text{K}_2\text{O}$	0.20	1.32	2.13	2.59
П. п. п.	0.45	0.72	0.89	1.33

Примечание. К гранат-диопсид-(роговообманково)-плагноклазовым с кварцем породам отнесены только те, которые образуют переходы в гранат-биотитовые и кианит-гранат-биотитовые гнейсы (пробы 2-5, 15; табл. 7); к среднезернистым кианитовым гнейсам - и их мусковитсодержащие разности.

5. Дзупироксеновые породы близки по составу некоторым лейкократовым эклогитоподобным породам, но при этом они содержат больше  $\text{MgO}$  и щелочей.

6. Лейкократовые эклогитоподобные породы, биотитовые и кианит-гранат-биотитовые гнейсы как по геологическому положению и петрографическому составу, так и по химизму связаны взаимопереходами, характеризующимися уменьшением в породах  $\text{CaO}$  и обогащением  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и фемическими компонентами (рис. 22). В этом же направлении идет уменьшение в породе  $\text{SiO}_2$  и увеличение щелочей. Эти отличия можно увидеть при сравнении средних химических составов указанных пород (табл. 8). При характеристике особенностей метаморфизма будет показано, что такое же направление изменения химизма характерно для метасоматических процессов, связанных с мигматизацией и гранитами. Мелко- и среднезернистые кианит-гранат-биотитовые гнейсы близки по составу, вместе с тем среднезернистые разности субфации дистен-микроклиновых гнейсов характеризуются дальнейшим небольшим изменением состава в этом же направлении (табл. 8).

Среди кианит-гранат-биотитовых гнейсов, как уже ранее отмечалось (Володичев, 1969а), выделяются разности, характеризующиеся высоким содержанием  $\text{Al}_2\text{O}_3$ .

7. Используя данные В.С. Степанова (1971) по химизму основных интрузивных пород, можно отметить, что метаморфизованные дайки участка Домашнего близки по составу мелкозернистым амфиболитам субфации дистен-ортоклазовых гнейсов, а распространенные в Беломорье габбро-лабрадориты, и ортоамфиболиты имеют много общего по химизму с амфиболитами субфации дистен-микроклиновых и фации дистен-мусковитовых гнейсов, а также с некоторыми мелко- и среднезернистыми эклогитоподобными породами, однако последние в большинстве случаев содержат больше  $\text{CaO}$ .



## Г л а в а У

### ХАРАКТЕРИСТИКА ГЛАВНЫХ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ

Изучение минералов из метаморфических пород проводилось с целью выявления их фациальной принадлежности и физических условий метаморфизма, а также для установления закономерностей изменения состава минералов при эволюции метаморфизма и различных метасоматических процессах. Для решения этих вопросов наиболее благоприятно изучение состава железомagneзиальных минералов: граната, биотита, роговой обманки и пироксенов.

Не только железомagneзиальные, но и другие породообразующие минералы — кианит, скаполит, калиевый полевой шпат, плагиоклаз, кальцит — изучались нами с целью выяснения влияния на их состав или структуру разных условий метаморфизма.

#### Гранат

Гранат — самый распространенный минерал в породах Беломорья, встречающийся почти во всех петрографических группах. Вместе с другими железомagneзиальными минералами он является хорошим индикатором условий метаморфизма, поэтому его изучение представляет большой интерес. На основании общих закономерностей изменения состава гранатов при метаморфизме, а также геолого-структурных и петрологических особенностей пород района были выделены гранаты субфаций дистен-ортоклазовых и дистен-микроклиновых гнейсов и фации дистен-мусковитовых гнейсов (рис. 23).

Гранат в глиноземистых гнейсах всех фаций метаморфизма характеризуется специфической малиновой окраской. По составу он относится к пироп-альмандиновым гранатам с небольшим содержанием спессартина (1.0–3.1%, в единичных случаях до 5.9%), а такжеgrossуляра и андрадита (6.2–11.6%). В отличие от гранатов из глиноземистых гнейсов Станового хребта (Судовиков и др., 1965), Удокано-Становой зоны (Кориковский, 1967а, и др.) и других районов гранаты Беломорья характеризуются несколько повышенным содержанием Са-компонента, которое сохраняется с небольшими вариациями в гранатах всех субфаций и фаций (рис. 23).

Гранаты из пород субфации дистен-ортоклазовых гнейсов содержат 27.6–36.4% пиропы, их железистость составляет 58.0–69.4%. Причем в группе гранат-биотитовых гнейсов большее содержание пиропы и меньшая железистость характерны для биотит-гранатовых разностей (проба 1; табл. 9), которые вместе с лейкократовой кварцсодержащей эклогитоподобной породой (пробы 30, 31), с одной стороны, и мелкозернистым кианит-гранат-биотитовым гнейсом (проба 6) – с другой, образуют взаимопереходы. Кварцсодержащие эклогитоподобные породы и кианит-гранат-биотитовые гнейсы также в свою очередь содержат наиболее богатый пиропом гранат с меньшей железистостью. Высокое содержание пиропы (32,7%) отмечается в среднезернистых гранат-биотитовых гнейсах, образованных при метасоматическом изменении мелкозернистых эклогитоподобных пород в контакте с ранними гранитами (проба 10; табл. 9). Гранат из гранат-биотитовых гнейсов района оз. Заячьего, по-видимому, претерпел частичную перекристаллизацию при диафорезе (проба 5).

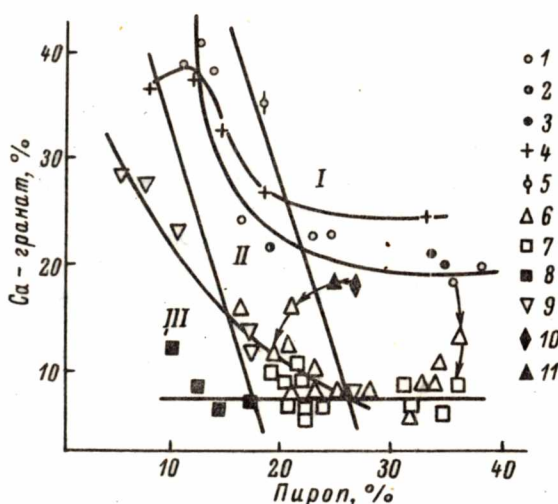


Рис. 23. Диаграмма содержаний Са- и Mg-составляющих гранатов из пород беломорского комплекса и эволюции состава гранатов при метаморфизме. Стрелками показана направленность изменения состава гранатов при преобразовании эклогитоподобных пород в глиноземистые гнейсы.

1 – эклогитоподобные породы; 2 – гранат-плагиоклазовые с кварцем породы; 3 – эклогиты Кольского полуострова (Гранулитовая фация метаморфизма, 1972); 4 – амфиболиты; 5 – скарноподобные породы; 6 – гранат-биотитовые гнейсы; 7 – кианит-гранат-биотитовые гнейсы; 8 – мусковитсодержащие кианитовые гнейсы; 9 – гранат-биотитовые ортогнейсы; 10 – биотитизированные и 11 – амфиболизированные и биотитизированные эклогитоподобные породы. I – субфация дистен-ортоклазовых гнейсов; II – субфация дистен-микроклиновых гнейсов; III – фация дистен-мусковитовых гнейсов.



Для пород субфации дистен-микроклиновых гнейсов и фации дистен-мусковитовых гнейсов содержание пиропы соответственно составляет 19,6–25,3% ( $f = 73,0-77,4\%$ ) и 12,0–14,5% ( $f = 80,9-85,9\%$ ).

Ранее, характеризуя некоторые особенности состава гранатов из гнейсов (включая и некоторые ортогнейсы) центральной части Западного Беломорья, нами отмечалось (Володичев, 1971), что с повышением степени метаморфизма понижается железистость граната, а также суммарное содержание в нем  $Mn$  и  $Ca$ . Были также сделаны выводы, что содержание  $Mn$  в гранате, являющемся единственным его концентратом, определяется прежде всего содержанием его в породе, а перераспределение  $Mn$  в процессе метаморфической эволюции фиксируется изменением в породе содержания граната. В настоящее время более обширный фактический материал позволяет сравнить содержание  $Ca$ -компонента в гранатах из одной петрографической группы,

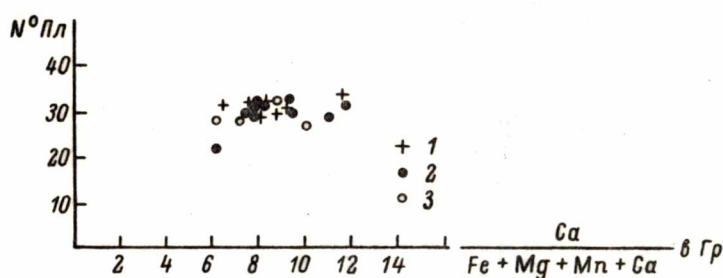


Рис. 24. Взаимосвязь содержания  $Ca$  в сосуществующих гранатах и плагиоклазах из пород беломорского комплекса.

- 1 – субфация дистен-ортоклазовых гнейсов;  
2 – субфация дистен-микроклиновых гнейсов; 3 – фация дистен-мусковитовых гнейсов.

лучше всего кианит-гранат-биотитовых гнейсов, метаморфизованных в разных условиях. Сравнение показывает (рис. 23), что гранаты из кианитовых гнейсов субфаций дистен-ортоклазовых гнейсов (8–9%), дистен-микроклиновых гнейсов (6–11%) и фации дистен-мусковитовых гнейсов (6–10%) содержат примерно равное количествоgrossуляра и андрадита.

Обычно обогащение граната глиноземистых гнейсов кальцием и марганцем исследователи связывают с уменьшением метаморфизма (Miyashiro, 1953; Атертон, 1967; Nandi, 1967, и др.). Кретц (Kretz, 1964) считает, что при изменении давления происходит перераспределение  $Ca$  между плагиоклазом и гранатом и рассматривает в качестве индикатора давления отношение концентрации анортита в плагиоклазе к концентрации  $Ca$  в гранате. При повышении давления происходит разложение анортитовой составляющей в плагиоклазе, кальций входит в состав граната, а за счет высвобождающегося при этом глинозема и кремнекислоты возникают силлиманит (или кианит) и кварц.

В глиноземистых гнейсах Беломорья содержание  $Ca$ -составляющей в гранате и анортита в плагиоклазе (29–33, редко до 26%) при изменении степени метаморфизма остается постоянным (рис. 24), что, вероятно, свидетельствует о небольших колебаниях давлений в условиях полиметаморфизма пород Беломорья, а повышенное содержание  $Ca$  в гранате (по сравнению с гранатами

Таблица 9

Химический и нормативный состав гранатов из пород центральной части Западного Беломорья (аналитик В.А. Доильнищина)

Окислы	Мелкозернистые гранат-биотитовые гнейсы				Мелкозернистые кианит-гранат-биотитовые гнейсы					Среднезернистые гранат-биотитовые гнейсы
	1(20)	2(21)	3(22)	4(23)	5(24)	6(29)	7(30)	8(31)	9(32)	10(42)
SiO <sub>2</sub>	39.30	40.83	38.72	40.33	39.87	38.50	38.55	40.50	40.01	38.43
TiO <sub>2</sub>	0.20	0.24	0.21	0.05	Сл.	0.20	0.01	0.23	0.01	0.12
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21.60	21.51	22.47	20.80	21.03	20.65	21.89	20.30	21.23	22.36
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.21	1.34	He обн.	0.39	0.43	1.30	0.68	0.53	1.28	0.67
FeO	23.70	24.01	25.86	27.00	27.84	25.57	27.00	26.88	26.22	26.03
MnO	0.73	0.64	0.61	0.73	0.69	0.58	0.45	0.60	0.54	0.43
MgO	9.53	8.21	8.93	7.76	6.90	9.43	8.68	7.90	7.56	8.34
CaO	4.30	2.98	3.00	2.27	2.80	3.49	2.23	2.66	2.60	3.15
Na <sub>2</sub> O	0.18	0.10	0.08	0.12	0.11	0.07	-	0.15	Сл.	0.07
K <sub>2</sub> O	0.10	0.04	0.10	0.04	0.02	0.05	0.05	0.17	0.05	0.16
H <sub>2</sub> O	0.27	0.30	0.17	0.30	0.27	0.22	0.22	0.27	0.26	0.45
П. п. п.	-	-	-	-	-	-	-	0.48	-	-
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	-	0.06	-	-	-	-	-	-	-
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	0.24	-	-	-	0.029	-	0.023	-
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	-	0.016	-	-	-	0.004	-	0.01	-
Сумма	100.12	100.20	100.46	99.79	99.96	100.06	99.79	100.67	99.79	100.21
Нормативный состав гранатов:										
пироп	36.4	34.0	34.3	31.0	27.6	35.6	33.8	31.4	31.0	32.7
альмандин	50.3	55.5	56.0	60.9	62.8	54.0	58.8	59.7	60.2	57.5
спессартин	1.7	1.5	1.3	1.6	1.7	1.3	1.0	1.3	1.1	1.0
гроссуляр	11.6	4.6	8.4	5.0	5.9	8.7	4.4	5.7	3.9	6.8
андрадит	-	4.4	-	1.5	2.0	0.4	2.0	1.9	3.8	2.0
f	58.0	62.0	62.0	66.3	69.4	60.2	63.6	65.5	66.0	63.8
F	58.2	63.1	62.0	66.6	69.9	61.3	64.0	66.0	67.0	64.3

Таблица 9 (продолжение)

Окислы	Мелкозернистые гранат-биотитовые гнейсы					Среднезернистые кианит-гранат-биотитовые гнейсы						
	11(25)	12(55)	13(56)	14(57)	15(58)	16(59)	17(60)	18(61)	19(62)	20(63)	21(64)	22(65)
SiO <sub>2</sub>	38.91	39.64	42.26	37.94	39.60	37.33	38.23	38.28	38.30	39.00	38.17	37.77
TiO <sub>2</sub>	Сл.	0.09	Сл.	Сл.	0.17	0.14	0.09	0.21	0.05	0.15	0.04	Сл.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21.07	20.67	19.09	22.69	20.60	22.50	21.19	22.03	22.13	22.64	22.66	22.51
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.11	1.55	1.81	1.49	0.28	2.25	0.99	-	0.57	-	1.09	0.42
FeO	29.00	27.70	26.83	29.02	29.87	29.45	30.37	29.46	29.68	30.17	28.80	30.00
MnO	0.77	1.02	0.70	0.54	1.40	1.01	0.69	0.83	1.08	0.81	0.68	0.76
MgO	6.29	4.76	5.29	5.41	4.95	4.79	5.27	5.25	5.62	5.11	5.15	5.04
CaO	2.77	4.08	3.47	2.63	2.97	2.52	2.46	3.69	2.84	2.19	3.20	3.20
Na <sub>2</sub> O	0.07	0.07	0.04	0.03	0.04	0.08	0.15	0.07	0.12	0.07	0.11	0.07
K <sub>2</sub> O	0.10	Сл.	-	0.06	-	0.05	0.08	Сл.	0.05	0.10	0.12	0.04
H <sub>2</sub> O	0.32	0.32	0.34	0.29	0.32	0.23	0.27	0.27	0.27	0.11	0.41	0.45
П. п. п.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	-	-	-	-	0.070	-	0.06	-	0.07	-	-
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	0.03	0.026	-	0.025	0.086	-	0.05	-	0.15	-	-
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	0.006	0.006	-	0.012	Сл.	-	Сл.	-	Сл.	-	-
Сумма	100.41	99.93	99.86	100.10	100.24	100.50	99.79	100.20	100.71	100.57	100.43	100.26
Нормативный состав гранатов:												
пироп	25.3	20.1	23.2	22.8	20.3	20.3	21.6	21.2	22.6	21.5	21.6	20.7
альмандин	65.1	65.1	64.5	68.2	68.0	69.6	69.4	65.8	66.8	70.2	67.1	68.3
спессартин	1.7	2.5	1.8	1.1	3.1	2.4	1.7	2.0	2.4	2.1	1.8	1.7
гроссуляр	4.4	7.9	5.3	3.9	7.6	3.1	4.6	11.0	5.1	6.2	6.3	8.0
андрадит	3.5	4.4	5.2	4.0	1.0	4.6	2.7	-	3.1	-	3.2	1.3
f	73.0	76.5	73.8	75.0	77.0	77.4	76.2	75.0	74.7	76.5	76.0	77.0
F	73.2	77.3	74.9	75.7	77.2	78.6	76.8	75.7	75.0	76.5	76.5	77.2



Таблица 9 (продолжение)

Окислы	Среднезернистые гранат-биотитовые гнейсы			Мусковит-кианит-гранат-биотитовые гнейсы		Мусковит-зирванный кианитовый гнейс	Гранат-биотитовый гнейс с диопсидом	Мелкозернистые эклогитоподобные породы лейкократовые	
	23(73)	24(74)	25(75)	26(69)	27(70)	28(71)	29(16)	30(2)	31(3)
SiO <sub>2</sub>	39.70	35.70	37.87	38.01	37.35	38.32	40.72	42.96	40.70
TiO <sub>2</sub>	0.08	Сл.	0.17	0.05	0.06	0.52	0.27	0.20	0.20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21.52	21.52	21.90	21.81	22.22	22.20	21.78	20.90	21.85
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	0.28	-	1.90	3.20	3.89	0.12	0.42	0.30
FeO	26.58	31.88	27.90	29.81	31.20	27.00	24.61	18.66	19.84
MnO	0.70	0.95	3.32	2.45	0.60	0.40	0.70	0.90	0.92
MgO	5.00	5.29	3.34	2.73	3.23	4.22	5.73	8.43	8.62
CaO	5.42	4.51	5.29	2.74	2.04	3.02	6.36	6.88	7.29
Na <sub>2</sub> O	0.18	0.11	0.08	0.12	0.05	0.14	-	0.10	0.10
K <sub>2</sub> O	-	-	0.05	0.05	0.06	0.12	-	-	Сл.
H <sub>2</sub> O	0.13	0.10	0.31	0.31	0.40	0.31	0.25	-	0.26
П. п. п.	0.36	-	-	-	-	-	-	-	-
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	-	0.10	-	-	-	-	-	-
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	0.04	-	-	-	-	-	-
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	-	Сл.	-	-	-	-	-	-
Сумма	99.67	100.34	100.37	99.98	100.41	100.44	100.24	99.45	100.08
Нормативный состав гранатов:									
пироп	20.9	19.6	13.7	12.0	14.5	19.2	23.5	34.5	33.7
альмандин	61.0	66.5	63.5	73.3	77.8	69.3	56.9	43.2	43.6
спессартин	1.8	2.2	7.4	5.9	1.5	1.5	1.0	2.1	2.1
гроссуляр	16.3	10.7	15.4	2.4	-	-	18.6	19.9	20.4
андрадит	-	1.0	-	6.4	6.2	10.0	-	0.3	0.2
f	74.6	77.2	82.3	85.9	84.0	78.3	71.0	55.6	56.4
F	74.6	77.4	82.3	86.5	85.5	80.2	71.0	56.2	56.8

Таблица 9 (продолжение)

Окислы	Мелкозернистые эклогитоподобные породы меланократовые				Гранат-кварц-плагиоклазовая порода	Среднезернистые эклогитоподобные породы		Гранат-диопсидовый с амфиболом гранитоид	Скарноподобная порода	Гранат-диопсидовые амфиболиты	
	32(7)	33(8)	34(9)	35(10)	36(6)	37(46)	38(48)	39(x)	40(45)	41(11)	42(51)
SiO <sub>2</sub>	39.50	41.25	40.97	41.93	37.80	38.13	37.92	38.26	39.80	41.46	38.38
TiO <sub>2</sub>	Сл.	0.19	0.44	0.03	0.60	0.52	0.40	0.30	0.42	0.10	0.33
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21.35	20.60	21.74	19.60	21.22	21.63	21.24	21.15	21.46	20.86	21.75
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.11	-	0.92	1.37	0.38	1.27	2.06	1.18	-	0.50	1.16
FeO	24.30	23.24	22.24	24.80	26.83	21.11	20.03	21.21	19.47	18.38	22.22
MnO	0.77	0.54	0.56	0.53	0.41	0.90	0.92	1.16	1.48	0.38	0.96
MgO	6.88	5.80	5.67	3.79	4.84	2.71	3.12	3.46	4.68	3.52	3.59
CaO	6.82	7.80	7.29	7.92	7.62	13.11	14.29	13.08	12.65	8.75	11.39
Na <sub>2</sub> O	-	0.30	0.14	0.03	Сл.	0.07	0.07	0.10	-	0.19	0.04
K <sub>2</sub> O	-	0.08	0.08	Сл.	-	Сл.	-	0.07	-	-	Сл.
H <sub>2</sub> O	0.15	0.44	0.29	0.13	0.11	0.25	0.13	0.23	0.18	0.30	0.25
П. п. п.	-	-	-	-	-	0.69	-	-	-	0.18	-
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.13
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	0.009	-	-	-	-	-	-	0.10
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	-	-	0.006	0.028	-	-	-	-	-	Сл.
Сумма	99.88	100.24	100.34	100.15	99.84*	100.39	100.18	100.20	100.14	99.62	100.30
Нормативный состав гранатов:											
пироп	26.9	23.3	24.4	15.4	19.1	11.1	12.5	13.5	18.4	34.2	14.5
альмандин	52.5	52.6	51.5	60.8	59.5	48.3	44.6	46.6	42.8	40.0	50.3
спессартин	1.8	1.4	1.5	1.0	-	2.1	2.0	2.7	3.4	1.0	2.4
гроссуляр	18.8	22.7	19.7	21.9	20.0	37.0	38.4	35.9	35.4	23.3	31.8
андрадит	-	-	2.9	0.9	1.4	1.5	2.5	1.3	-	1.5	1.0
f	66.0	70.0	67.7	79.8	75.6	81.3	78.1	77.5	70.0	54.0	72.3
F	66.4	70.0	68.7	80.0	75.9	82.1	80.0	78.6	70.0	54.6	78.5

Таблица 9 (продолжение)

Окислы	Гранат-диопсидовые амфиболиты			Гранат-биотитовые ортогнейсы						
	43(52)	44(53)	45(54)	46(78)	47(79)	48(80)	49(81)	50(82)	51(76)	52(77)
SiO <sub>2</sub>	39.10	38.61	38.44	39.68	38.24	38.05	37.90	38.30	37.40	37.60
TiO <sub>2</sub>	0.25	0.33	0.34	0.30	0.30	0.14	0.50	0.25	0.06	0.07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21.85	20.98	21.66	21.65	21.77	22.29	21.80	22.16	21.04	22.05
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.79	0.65	0.93	0.10	0.93	1.33	-	1.64	1.07	1.29
FeO	23.07	21.91	22.56	29.00	29.34	28.93	32.56	25.60	25.73	26.20
MnO	0.92	1.26	2.00	0.56	1.17	1.13	1.10	1.66	3.95	2.93
MgO	4.62	2.87	1.95	5.83	3.37	3.25	1.67	1.22	1.90	0.66
CaO	9.24	12.80	12.16	2.76	4.49	4.80	4.20	8.84	8.17	9.08
NaO	0.12	0.10	0.04	0.05	0.07	0.04	0.10	0.10	0.07	0.12
K <sub>2</sub> O	0.02	0.05	Сл.	-	-	0.05	-	-	0.05	0.07
H <sub>2</sub> O	0.43	0.30	0.10	0.29	0.32	0.11	0.20	0.28	0.11	0.38
П. п. п.	-	0.28	-	-	-	-	-	-	0.49	-
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	-	0.05	-	-	0.03	-	-	-	-
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	0.05	-	-	0.10	-	-	0.022	-
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	-	0.02	-	-	Сл.	-	-	0.015	-
Сумма	100.41	100.14	100.30	100.22	100.00	100.25	100.03	100.05	100.08	100.45
Нормативный состав										
гранатов:										
пироп	18.7	11.5	7.9	23.9	14.2	13.9	7.1	4.7	7.9	2.9
альмандин	52.4	48.8	51.7	67.0	69.1	68.6	77.4	62.1	59.0	62.1
спессартин	2.1	2.7	4.5	1.0	2.8	2.9	2.8	5.4	9.2	7.0
гроссулар	24.0	35.0	35.0	8.1	13.5	6.1	12.7	26.4	21.0	14.6
андрадит	2.7	2.0	0.9	-	0.4	8.5	-	1.4	2.9	13.4
f	73.6	77.9	83.8	73.7	83.0	83.1	91.7	92.9	88.3	95.6
F	74.3	81.3	84.3	73.8	83.4	83.7	91.7	93.3	88.6	96.0

Примечание.  $f = \frac{FeO}{FeO + MgO}$  (в %);  $F = \frac{FeO + 2Fe_2O_3}{FeO + 2Fe_2O_3 + MgO}$  (в %). 1(20)... - цифра перед скобкой обозначает номер пробы минерала, в скобках - номер пробы в табл. 7; 6(29), 7(30) - с ортоклазом; 21(64) - с микроклином; 39(x) - химический анализ породы не проводился, место взятия пробы - северный берег губы Домашней на Белом море.

## Кристаллохимические формулы

- 1 -  $(Fe_{1.52}Mg_{1.10}Ca_{0.35}Mn_{0.05})_{3.02}(Al_{1.95}Fe^{+3}_{0.01})_{1.96}(Si_{3.01}Ti_{0.01})_{3.02}O_{12}$
- 2 -  $(Fe_{1.55}Mg_{0.95}Ca_{0.25}Mn_{0.04})_{2.79}(Al_{1.96}Fe^{+3}_{0.08})_{2.04}(Si_{3.15}Ti_{0.01})_{3.16}O_{12}$
- 3 -  $(Fe_{1.68}Mg_{1.03}Ca_{0.25}Mn_{0.04})_{3.00}Al_{2.06}Si_{2.93}O_{12}$
- 4 -  $(Fe_{1.87}Mg_{0.95}Ca_{0.20}Mn_{0.05})_{3.07}(Al_{2.05}Fe^{+3}_{0.03})_{2.08}Si_{2.85}O_{12}$
- 5 -  $(Fe_{1.82}Mg_{0.80}Ca_{0.23}Mn_{0.05})_{2.90}(Al_{1.94}Fe^{+3}_{0.04})_{1.98}Si_{3.12}O_{12}$
- 6 -  $(Fe_{1.65}Mg_{1.09}Ca_{0.28}Mn_{0.04})_{3.06}(Al_{1.88}Fe^{+3}_{0.08})_{1.96}(Si_{2.97}Ti_{0.01})_{2.98}O_{12}$
- 7 -  $(Fe_{1.74}Mg_{1.00}Ca_{0.19}Mn_{0.03})_{2.96}(Al_{2.00}Fe^{+3}_{0.04})_{2.04}Si_{3.00}O_{12}$
- 8 -  $(Fe_{1.75}Mg_{0.92}Ca_{0.22}Mn_{0.04})_{2.93}(Al_{1.87}Fe^{+3}_{0.03})_{1.90}(Si_{3.16}Ti_{0.01})_{3.17}O_{12}$
- 9 -  $(Fe_{1.71}Mg_{0.88}Ca_{0.22}Mn_{0.03})_{2.84}(Al_{1.96}Fe^{+3}_{0.08})_{2.04}Si_{3.12}O_{12}$
- 10 -  $(Fe_{1.69}Mg_{0.96}Ca_{0.26}Mn_{0.03})_{2.94}(Al_{2.04}Fe^{+3}_{0.04})_{2.08}Si_{2.98}O_{12}$
- 11 -  $(Fe_{1.90}Mg_{0.74}Ca_{0.23}Mn_{0.05})_{2.92}(Al_{1.95}Fe^{+3}_{0.07})_{2.02}Si_{3.06}O_{12}$
- 12 -  $(Fe_{1.85}Mg_{0.57}Ca_{0.35}Mn_{0.07})_{2.84}(Al_{1.95}Fe^{+3}_{0.09})_{2.04}Si_{3.12}O_{12}$
- 13 -  $(Fe_{1.78}Mg_{0.63}Ca_{0.30}Mn_{0.05})_{2.76}(Al_{1.79}Fe^{+3}_{0.10})_{1.89}Si_{3.35}O_{12}$
- 14 -  $(Fe_{1.91}Mg_{0.64}Ca_{0.22}Mn_{0.03})_{2.80}(Al_{2.11}Fe^{+3}_{0.09})_{2.20}Si_{3.00}O_{12}$
- 15 -  $(Fe_{1.98}Mg_{0.59}Ca_{0.25}Mn_{0.09})_{2.91}(Al_{1.92}Fe^{+3}_{0.02})_{1.94}(Si_{3.14}Ti_{0.01})_{3.15}O_{12}$
- 16 -  $(Fe_{1.99}Mg_{0.58}Ca_{0.22}Mn_{0.07})_{2.86}(Al_{2.14}Fe^{+3}_{0.14})_{2.28}Si_{2.86}O_{12}$



- 17 -  $(\text{Fe}_{2.02}\text{Mg}_{0.63}\text{Ca}_{0.21}\text{Mn}_{0.05})_{2.91}(\text{Al}_{1.98}\text{Fe}^{+3}_{0.06})_{2.04}(\text{Si}_{3.05}\text{Ti}_{0.01})_{3.06}\text{O}_{12}$ ,
- 18 -  $(\text{Fe}_{1.93}\text{Mg}_{0.62}\text{Ca}_{0.32}\text{Mn}_{0.06})_{2.93}\text{Al}_{2.03}(\text{Si}_{3.02}\text{Ti}_{0.02})_{3.04}\text{O}_{12}$ ,
- 19 -  $(\text{Fe}_{1.95}\text{Mg}_{0.66}\text{Ca}_{0.24}\text{Mn}_{0.07})_{2.92}(\text{Al}_{2.04}\text{Fe}^{+3}_{0.03})_{2.07}\text{Si}_{3.00}\text{O}_{12}$ ,
- 20 -  $(\text{Fe}_{1.99}\text{Mg}_{0.61}\text{Ca}_{0.18}\text{Mn}_{0.05})_{2.83}\text{Al}_{2.10}(\text{Si}_{3.06}\text{Ti}_{0.01})_{3.07}\text{O}_{12}$ ,
- 21 -  $(\text{Fe}_{1.90}\text{Mg}_{0.61}\text{Ca}_{0.27}\text{Mn}_{0.05})_{2.83}(\text{Al}_{2.10}\text{Fe}^{+3}_{0.07})_{2.17}\text{Si}_{3.00}\text{O}_{12}$ ,
- 22 -  $(\text{Fe}_{1.98}\text{Mg}_{0.60}\text{Ca}_{0.27}\text{Mn}_{0.05})_{2.9}(\text{Al}_{2.09}\text{Fe}^{+3}_{0.03})_{2.12}\text{Si}_{2.98}\text{O}_{12}$ ,
- 23 -  $(\text{Fe}_{1.76}\text{Mg}_{0.60}\text{Ca}_{0.47}\text{Mn}_{0.05})_{2.88}\text{Al}_{2.00}\text{Si}_{3.12}\text{O}_{12}$ ,
- 24 -  $(\text{Fe}_{2.10}\text{Mg}_{0.62}\text{Ca}_{0.37}\text{Mn}_{0.07})_{3.16}(\text{Al}_{2.00}\text{Fe}^{+3}_{0.02})_{2.02}\text{Si}_{2.82}\text{O}_{12}$ ,
- 25 -  $(\text{Fe}_{1.86}\text{Mg}_{0.40}\text{Ca}_{0.45}\text{Mn}_{0.22})_{2.93}\text{Al}_{2.06}(\text{Si}_{3.00}\text{Ti}_{0.01})_{3.01}\text{O}_{12}$ ,
- 26 -  $(\text{Fe}_{2.01}\text{Mg}_{0.33}\text{Ca}_{0.24}\text{Mn}_{0.16})_{2.74}(\text{Al}_{2.08}\text{Fe}^{+3}_{0.11})_{2.19}\text{Si}_{3.07}\text{O}_{12}$ ,
- 27 -  $(\text{Fe}_{2.10}\text{Mg}_{0.39}\text{Ca}_{0.18}\text{Mn}_{0.04})_{2.71}(\text{Al}_{2.10}\text{Fe}^{+3}_{0.19})_{2.29}\text{Si}_{3.00}\text{O}_{12}$ ,
- 28 -  $(\text{Fe}_{1.80}\text{Mg}_{0.50}\text{Ca}_{0.26}\text{Mn}_{0.04})_{2.60}(\text{Al}_{2.09}\text{Fe}^{+3}_{0.23})_{2.32}(\text{Si}_{3.05}\text{Ti}_{0.03})_{3.08}\text{O}_{12}$ ,
- 29 -  $(\text{Fe}_{1.60}\text{Mg}_{0.66}\text{Ca}_{0.52}\text{Mn}_{0.03})_{2.81}(\text{Al}_{2.00}\text{Fe}^{+3}_{0.01})_{2.01}(\text{Si}_{3.16}\text{Ti}_{0.02})_{3.18}\text{O}_{12}$ ,
- 30 -  $(\text{Fe}_{1.20}\text{Mg}_{0.96}\text{Ca}_{0.56}\text{Mn}_{0.06})_{2.78}(\text{Al}_{1.89}\text{Fe}^{+3}_{0.03})_{1.92}(\text{Si}_{3.29}\text{Ti}_{0.01})_{3.30}\text{O}_{12}$ ,
- 31 -  $(\text{Fe}_{1.27}\text{Mg}_{0.98}\text{Ca}_{0.60}\text{Mn}_{0.06})_{2.91}(\text{Al}_{1.96}\text{Fe}^{+3}_{0.02})_{1.98}(\text{Si}_{3.10}\text{Ti}_{0.01})_{3.11}\text{O}_{12}$ ,
- 32 -  $(\text{Fe}_{1.57}\text{Mg}_{0.80}\text{Ca}_{0.56}\text{Mn}_{0.05})_{2.98}(\text{Al}_{1.95}\text{Fe}^{+3}_{0.01})_{1.96}\text{Si}_{3.06}\text{O}_{12}$ ,
- 33 -  $(\text{Fe}_{1.51}\text{Mg}_{0.67}\text{Ca}_{0.65}\text{Mn}_{0.04})_{2.87}\text{Al}_{1.90}(\text{Si}_{2.22}\text{Ti}_{0.01})_{2.23}\text{O}_{12}$ ,
- 34 -  $(\text{Fe}_{1.39}\text{Mg}_{0.66}\text{Ca}_{0.61}\text{Mn}_{0.04})_{2.70}(\text{Al}_{2.01}\text{Fe}^{+3}_{0.06})_{2.07}(\text{Si}_{3.21}\text{Ti}_{0.02})_{3.23}\text{O}_{12}$ ,
- 35 -  $(\text{Fe}_{1.74}\text{Mg}_{0.44}\text{Ca}_{0.65}\text{Mn}_{0.03})_{2.86}(\text{Al}_{1.80}\text{Fe}^{+3}_{0.08})_{1.88}\text{Si}_{3.26}\text{O}_{12}$ ,
- 36 -  $(\text{Fe}_{1.76}\text{Mg}_{0.57}\text{Ca}_{0.64}\text{Mn}_{0.03})_{3.00}(\text{Al}_{1.96}\text{Fe}^{+3}_{0.02})_{1.98}(\text{Si}_{2.98}\text{Ti}_{0.04})_{3.02}\text{O}_{12}$ ,
- 37 -  $(\text{Fe}_{1.39}\text{Mg}_{0.32}\text{Ca}_{1.11}\text{Mn}_{0.06})_{2.88}(\text{Al}_{2.00}\text{Fe}^{+3}_{0.08})_{2.08}(\text{Si}_{3.01}\text{Ti}_{0.03})_{3.04}\text{O}_{12}$ ,
- 38 -  $(\text{Fe}_{1.32}\text{Mg}_{0.37}\text{Ca}_{1.21}\text{Mn}_{0.06})_{2.96}(\text{Al}_{1.94}\text{Fe}^{+3}_{0.12})_{2.06}(\text{Si}_{2.96}\text{Ti}_{0.02})_{2.98}\text{O}_{12}$ ,
- 39 -  $(\text{Fe}_{1.38}\text{Mg}_{0.40}\text{Ca}_{1.10}\text{Mn}_{0.08})_{2.96}(\text{Al}_{1.95}\text{Fe}^{+3}_{0.07})_{2.02}(\text{Si}_{3.00}\text{Ti}_{0.02})_{3.02}\text{O}_{12}$ ,
- 40 -  $(\text{Fe}_{1.26}\text{Mg}_{0.54}\text{Ca}_{1.04}\text{Mn}_{0.10})_{2.94}\text{Al}_{1.96}(\text{Si}_{3.08}\text{Ti}_{0.02})_{3.10}\text{O}_{12}$ ,
- 41 -  $(\text{Fe}_{1.15}\text{Mg}_{0.98}\text{Ca}_{0.71}\text{Mn}_{0.03})_{2.87}(\text{Al}_{1.90}\text{Fe}^{+3}_{0.03})_{1.93}\text{Si}_{3.20}\text{O}_{12}$ ,
- 42 -  $(\text{Fe}_{1.46}\text{Mg}_{0.42}\text{Ca}_{0.96}\text{Mn}_{0.07})_{2.91}(\text{Al}_{2.01}\text{Fe}^{+3}_{0.07})_{2.08}(\text{Si}_{3.01}\text{Ti}_{0.02})_{3.03}\text{O}_{12}$ ,
- 43 -  $(\text{Fe}_{1.51}\text{Mg}_{0.54}\text{Ca}_{0.77}\text{Mn}_{0.06})_{2.88}(\text{Al}_{2.01}\text{Fe}^{+3}_{0.05})_{2.06}(\text{Si}_{3.05}\text{Ti}_{0.01})_{3.06}\text{O}_{12}$ ,
- 44 -  $(\text{Fe}_{1.44}\text{Mg}_{0.34}\text{Ca}_{1.09}\text{Mn}_{0.08})_{2.95}(\text{Al}_{1.95}\text{Fe}^{+3}_{0.04})_{1.99}(\text{Si}_{3.04}\text{Ti}_{0.02})_{3.06}\text{O}_{12}$ ,
- 45 -  $(\text{Fe}_{1.49}\text{Mg}_{0.23}\text{Ca}_{1.03}\text{Mn}_{0.13})_{2.88}(\text{Al}_{2.02}\text{Fe}^{+3}_{0.05})_{2.07}(\text{Si}_{3.03}\text{Ti}_{0.02})_{3.05}\text{O}_{12}$ ,
- 46 -  $(\text{Fe}_{1.91}\text{Mg}_{0.68}\text{Ca}_{0.23}\text{Mn}_{0.03})_{2.85}(\text{Al}_{2.00}\text{Fe}^{+3}_{0.01})_{2.01}(\text{Si}_{3.12}\text{Ti}_{0.02})_{3.04}\text{O}_{12}$ ,
- 47 -  $(\text{Fe}_{1.95}\text{Mg}_{0.40}\text{Ca}_{0.39}\text{Mn}_{0.08})_{2.82}(\text{Al}_{2.05}\text{Fe}^{+3}_{0.06})_{2.11}(\text{Si}_{3.05}\text{Ti}_{0.02})_{3.07}\text{O}_{12}$ ,
- 48 -  $(\text{Fe}_{1.92}\text{Mg}_{0.39}\text{Ca}_{0.41}\text{Mn}_{0.08})_{2.80}(\text{Al}_{2.09}\text{Fe}^{+3}_{0.08})_{2.17}(\text{Si}_{3.02}\text{Ti}_{0.01})_{3.03}\text{O}_{12}$ ,
- 49 -  $(\text{Fe}_{2.20}\text{Mg}_{0.20}\text{Ca}_{0.36}\text{Mn}_{0.08})_{2.84}\text{Al}_{2.08}(\text{Si}_{3.06}\text{Ti}_{0.02})_{3.08}\text{O}_{12}$ ,
- 50 -  $(\text{Fe}_{1.72}\text{Mg}_{0.13}\text{Ca}_{0.77}\text{Mn}_{0.15})_{2.77}(\text{Al}_{2.07}\text{Fe}^{+3}_{0.10})_{2.17}(\text{Si}_{3.04}\text{Ti}_{0.22})_{3.06}\text{O}_{12}$ ,
- 51 -  $(\text{Fe}_{1.73}\text{Mg}_{0.23}\text{Ca}_{0.70}\text{Mn}_{0.27})_{2.93}(\text{Al}_{2.00}\text{Fe}^{+3}_{0.06})_{2.06}\text{Si}_{3.01}\text{O}_{12}$ ,
- 52 -  $(\text{Fe}_{1.75}\text{Mg}_{0.08}\text{Ca}_{0.78}\text{Mn}_{0.20})_{2.81}(\text{Al}_{2.08}\text{Fe}^{+3}_{0.08})_{2.16}\text{Si}_{3.02}\text{O}_{12}$ ,



из пород гранулитовой фации других комплексов) в ассоциации с кианитом может указывать на условия более высоких давлений.

Гранаты из эклогитоподобных пород, по классификации Н.В. Соболева (1964), относятся к пироп-альмандиновым гранатам с высоким содержанием Са-компонента (20.2–40.9%). Их окраска меняется от светло-розовой с малиновым оттенком в породах субфации дистен-ортоклазовых гнейсов до бурой в субфации дистен-микроклиновых гнейсов. Эклогитоподобные породы обычно с эпидотом, скаполитом и амфиболом нередко встречаются и среди пород фации дистен-мусковитовых гнейсов, гранаты и другие минералы из них нами пока не исследовались.

При понижении метаморфизма в гранатах наблюдается уменьшение содержания пироба и повышение железистости и содержания Са (рис. 23). Наиболее богаты пиропом (33.7–34.5%) кварцсодержащие эклогитоподобные лейкократовые породы, наблюдавшиеся в центральных частях будин гранат-биотитовых гнейсов в кианит-гранат-биотитовых гнейсах. Кроме того, они содержат наименьшее количество Са-компонента (20.2–20.6%) и характеризуются наименьшей железистостью ( $f = 55.6\text{--}56.4\%$ ). Представляет интерес тот факт, что гранаты лейкократовых кварцсодержащих эклогитоподобных пород аналогичны по составу (рис. 23) гранатам из эклогитов зоны глубинного разлома на Кольском полуострове (Гранулитовая фация метаморфизма, 1972). В меланократовых эклогитоподобных породах с кислым плагиоклазом гранат содержит меньше пироба (16.0–26.9%) и одинаковое или несколько повышенное количество Са-компонента (18.8–24.0%). Однако такие различия в составе и железистости ( $f = 66.0\text{--}79.8$ ) следует отнести за счет перекристаллизации при последующих метаморфических процессах, особенно в пробах 33 и 35 (табл. 9), где в результате мигматизации появляются зеленая роговая обманка и коричневый биотит, характерные для метаморфизма субфации дистен-микроклиновых гнейсов. Содержание Са в гранате при этом сохраняется или немного понижается. Был проанализирован гранат из скарноподобной породы (проба 40, табл. 9) существенно диопсидового состава с небольшим содержанием граната и скаполита. Для него характерно повышенное содержание grossulara (35.4%), но он также относится к пироп-альмандиновым гранатам. Несмотря на невысокое содержание пироба (18.4%), он имеет низкую железистость ( $f = 70.0$ ), что позволяет рассматривать эти породы среди образований субфации дистен-ортоклазовых гнейсов.

В процессе изучения метаморфизма пород беломорского комплекса было выявлено, что эклогитоподобные породы характерны не только для субфаций дистен-ортоклазовых гнейсов, но и для субфации дистен-микроклиновых и фации дистен-мусковитовых гнейсов. Нами были проанализированы гранаты и диопсиды из эклогитоподобных пород субфации дистен-микроклиновых гнейсов (пробы 37–39), а также из межбудинного гранитоида, цветные минералы которого представлены гранатом и диопсидом (проба 40). Гранаты из этих пород характеризуются близким составом (Пир-11.1–13.5 и Грос-37.2–40.9) и железистостью ( $f = 77.5\text{--}81.3$ ) и в то же время значительно отличаются от пород такого же состава субфации дистен-ортоклазовых гнейсов.

Аналогичное изменение состава гранатов наблюдается и в амфиболитах разных фаций метаморфизма (рис. 23). Вместе с тем в амфиболите субфации дистен-ортоклазовых гнейсов (проба 41) гранат несколько богаче Са-компонентом (24.8%), а в фации дистен-мусковитовых гнейсов (проба 45) отмечается не только дальнейшее уменьшение содержания пироба, но и уменьшение Са (рис. 23).

В гранатах из ортогнейсов с уменьшением степени метаморфизма уменьшается содержание пироба и увеличивается содержание grossulara + андрагита (рис. 23). Гранат из наиболее высокометаморфизованного ортогнейса (проба 46), который может быть отнесен к субфации дистен-ортоклазовых



гнейсов, характеризуется более низким, чем глиноземистые гнейсы этой же субфации, содержанием пиропы (23.9%) и более высокой железистостью ( $f = 73.7\%$ ).

Таким образом, обобщая результаты изучения гранатов из разных петрографических групп пород, метаморфизованных в разных условиях, можно сделать вывод, что при понижении степени метаморфизма в гранатах из эклогитоподобных пород, а также амфиболитов и ортогнейсов района центральной

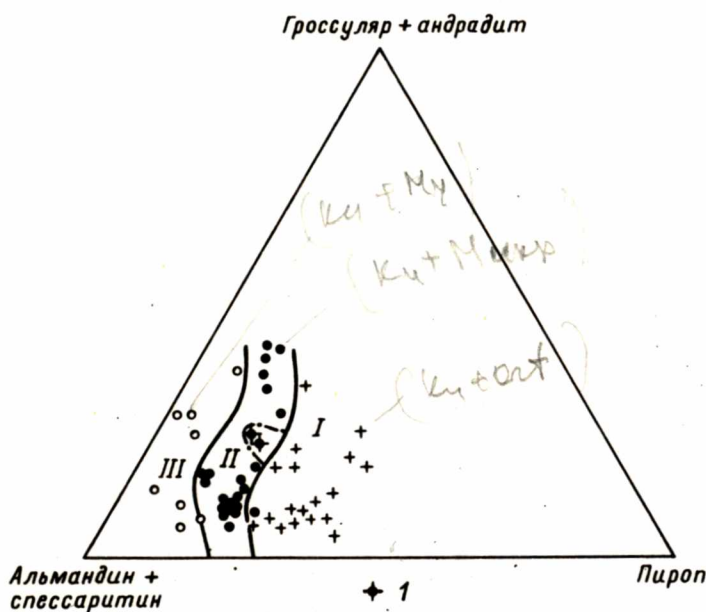


Рис. 25. Сводная диаграмма полей составов гранатов из пород беломорского комплекса.

1 - диафорированные породы; остальные условные обозначения см. на рис. 24.

части Западного Беломорья происходит уменьшение содержания пиропы и увеличение железистости и содержания Са-компонента. В глиноземистых гнейсах наблюдается закономерное уменьшение содержания пиропы и увеличение железистости, а содержание Са сохраняется с небольшими вариациями. Содержание Са в гранатах эклогитоподобных пород и амфиболитов, по-видимому, зависит также от потенциала Са в различных процессах.

Проведенные исследования позволили составить сводную диаграмму полей составов гранатов из разных фаций метаморфизма (рис. 25) для пород Беломорья. Она имеет много общего с диаграммой, предложенной Г.М. Друговой и В.А. Глебовицким (1965), и отличается от сводной диаграммы Н.В. Соболева (1964). Установление в Беломорье эклогитоподобных пород не только субфации дистен-ортоклазовых гнейсов, но и субфации дистен-микроклиновых гнейсов и фации дистен-мусковитовых гнейсов, детальное изучение геологии и метаморфизма этих пород, а также изофациальных глиноземистых гнейсов и амфиболитов позволяют признать, что гранаты из амфибо-

литов, относимые ранее (Стенарь, Володичев, 1970) на основании диаграммы Н.В. Соболева к гранулитовой фации (в настоящей работе — субфации дистен-ортоклазовых гнейсов), являются минералами амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций метаморфизма (субфации дистен-микроклиновых и фации дистен-мусковитовых гнейсов).

### Биотит

Биотит также является очень распространенным минералом, особенно в породах субфации дистен-микроклиновых и фации дистен-мусковитовых гнейсов. Все проанализированные биотиты, за исключением проб 29 и 32 (табл. 10), были взяты из глиноземистых гнейсов или гранат-биотитовых ортогнейсов, т.е. пород, бедных  $\text{CaO}$ . Пробы 29 и 32 представляют биотиты из мелкозернистых эклогитоподобных пород, амфиболитизированных и биотитизированных при мигматизации, причем в пробе 32 процесс биотитизации более интенсивный, а диопсид и роговая обманка содержатся в небольшом количестве. К следующей стадии преобразования относятся гранат-биотитовые гнейсы (пробы 23, 24).

Выделение биотитов разных фаций метаморфизма проводилось на основании их железистости (Володичев, 1971) и состава сосуществующего равновесного граната.

Биотиты из мелкозернистых гранат-биотитовых и кианит-гранат-биотитовых гнейсов субфации дистен-ортоклазовых гнейсов характеризуются низкой железистостью ( $f = 25.3-34.2\%$ ), при этом наиболее низкая железистость у биотитов из биотит-гранатовых пород ассоциирующих с ними кианит-гранат-биотитовых гнейсов, с которыми они связаны взаимопереходами. Они, кроме того, отличаются наиболее высоким содержанием  $\text{TiO}_2$  (3.88–4.98%). Биотиты в шлифах имеют специфическую ярко-коричневую, красно-коричневую и оранжево-коричневую окраску, которая характерна не только для биотитов глиноземистых гнейсов, но и других пород субфации дистен-ортоклазовых гнейсов. Такая окраска прежде всего обусловлена высоким содержанием  $\text{TiO}_2$ . Это особенно показательно при сравнении биотитов проб 6 или 7 и 8, в последней биотит окрашен в светло-желтовато-коричневые тона и содержит мало  $\text{Ti}$ ,  $N_g = 1.621-1.624$ . В мелкозернистых богатых биотитом гранат-биотитовых гнейсах биотит более железистый ( $f = 30-34\%$ ) и содержит меньше  $\text{TiO}_2$  (2.80–3.14%) по сравнению с биотит-гранатовыми гнейсами.

В глиноземистых гнейсах субфации дистен-микроклиновых гнейсов характер окраски биотита сохраняется, хотя тона становятся менее яркими,  $N_g = N_m = 1.627-1.632$  до 1.634, железистость повышается от 31.3 до 40.0%, содержание  $\text{TiO}_2$  составляет 2.49–3.48%. Среди гнейсов субфации дистен-микроклиновых гнейсов можно отметить мелкозернистый гранат-биотитовый гнейс (проба 11) с оз. Заячьего, по облику и составу очень похожий на гнейсы субфации дистен-ортоклазовых гнейсов, но содержащий более крупный перекристаллизованный гранат, состав которого характерен для гранатов субфации дистен-микроклиновых гнейсов (табл. 9). Вместе с тем биотит имеет низкую железистость ( $f = 24.2\%$ ) и высокое содержание  $\text{TiO}_2$  (4.52%). По-видимому, в этой породе гранат не находится в равновесии с биотитом, который является реликтовым минералом ассоциации субфации дистен-ортоклазовых гнейсов (Володичев, 1971).

В гнейсах фации дистен-мусковитовых гнейсов отмечается дальнейшее повышение железистости ( $f = 38-47.5$ ), при этом содержание  $\text{TiO}_2$  понижается незначительно (2.52–2.93%).



Таблица 10

Химический состав биотитов из пород центральной части Западного Беломорья  
(аналитики В. А. Доильнищина, В. А. Кукина, В. А. Ахвонен; З. П. Помазан)

Окислы	Мелкозернистые гранат-биотитовые гнейсы				Мелкозернистые кианит-гранат-биотитовые гнейсы				
	1(20)	2(21)	3(22)	4(23)	5(24)	6(29)	7(30)	8(31)	9(32)
SiO <sub>2</sub>	37.78	37.04	38.03	35.70	36.42	37.28	36.07	36.56	36.83
TiO <sub>2</sub>	4.68	3.88	4.34	2.80	3.14	4.48	4.98	2.27	4.41
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.08	17.87	17.94	19.88	20.24	18.39	18.01	19.53	18.40
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.04	1.49	1.72	1.48	0.66	0.27	3.44	2.14	1.43
FeO	10.84	11.27	10.37	11.00	12.42	11.13	9.03	11.02	10.43
MnO	0.03	0.02	He обн.	0.02	0.09	0.01	He обн.	0.024	0.012
MgO	15.77	15.68	15.83	14.93	13.51	15.52	14.84	14.31	15.89
CaO	-	-	He обн.	0.40	0.12	-	0.06	He обн.	Сл.
Na <sub>2</sub> O	0.30	0.30	0.12	0.12	0.10	0.14	0.03	0.40	"
K <sub>2</sub> O	9.90	9.90	9.16	9.70	9.84	10.06	9.01	9.47	9.59
H <sub>2</sub> O	0.34	0.16	0.30	0.23	0.28	0.22	(1.04)	(0.79)	(0.51)
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	-	-	0.30	-	-	-	-	1.25	-
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	-	Сл.	-	-	-	-	-	-
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.26	0.02	0.17	-	-	0.129	-	-	-
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.163	0.04	0.15	-	-	0.11	-	-	-
F <sub>2</sub>	-	-	0.09	-	-	-	-	0.126	-
П. п. п.	1.61	1.98	1.95	3.73	3.47	2.31	3.98	3.05	2.97
Сумма	99.79	99.65	100.47	99.99	100.29	100.05	99.45	100.15	99.96
f	27.4	28.6	26.0	30.0	34.2	28.8	25.3	33.6	26.9
F	29.3	30.0	30.0	32.3	35.3	29.4	31.4	34.2	29.7

Таблица 10 (продолжение)

Окислы	Среднезерни- стые гранат- биотитовые гнейсы	Мелкозернистые гранат-биотитовые гнейсы					Среднезернистые кианит-гранат-биотитовые гнейсы				
	10(42)	11(25)	12(55)	13(56)	14(57)	15(58)	16(59)	17(60)	18(61)	19(62)	20(63)
SiO <sub>2</sub>	36.96	38.21	35.72	35.39	37.50	36.14	35.85	36.00	35.96	35.88	35.96
TiO <sub>2</sub>	4.12	4.52	2.88	3.48	2.87	2.81	2.49	2.89	2.74	3.22	2.94
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.85	16.67	18.87	19.41	18.62	19.16	19.34	19.56	19.36	19.07	19.49
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.72	5.97	3.74	3.96	3.35	2.76	2.54	2.22	2.33	1.70	1.65
FeO	12.57	8.24	12.17	10.75	12.03	12.97	12.83	12.63	12.56	12.92	13.49
MnO	0.02	0.038	0.04	0.03	Сл.	0.05	0.028	0.023	0.022	0.026	0.04
MgO	15.18	14.41	13.25	13.32	12.67	13.54	12.14	12.50	13.74	13.90	13.51
CaO	Не обн.	0.13	0.37	Сл.	-	Сл.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0.15
Na <sub>2</sub> O	0.32	0.12	0.10	0.05	0.35	0.15	0.23	0.28	0.30	0.29	0.12
K <sub>2</sub> O	9.84	8.44	9.07	8.76	9.08	8.82	9.89	9.12	8.80	8.92	9.42
H <sub>2</sub> O	0.20	(0.99)	(0.80)	(1.10)	(0.92)	(0.77)	(0.80)	(0.72)	(0.83)	(0.79)	0.39
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	-	-	-	-	-	-	1.24	1.36	1.17	1.03	0.41
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	-	-	-	-	-	-	Не обн.	Не обн.	Сл.	-
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.18	-	-	-	0.11	-	-	-	0.07	0.08	0.07
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.17	-	-	-	0.10	-	-	-	0.10	0.11	0.10
F <sub>2</sub>	-	-	-	-	-	-	0.55	0.11	0.043	0.07	0.06
П. п. п.	2.08	3.51	4.11	5.08	3.23	4.02	3.12	3.37	2.75	2.64	2.38
Сумма	100.31	100.25	100.32	100.23	99.91	100.42	100.25	100.06	99.94	99.90	100.17
f	31.5	24.2	34.1	31.3	34.9	35.0	37.0	36.0	34.0	33.0	36.0
F	32.2	34.7	39.7	37.8	40.0	39.0	40.8	39.6	37.8	36.8	38.5

Таблица 10 (продолжение)

Окислы	Среднезернистые кианит-гранат-биотитовые гнейсы		Среднезернистые гранат-биотитовые гнейсы			Мусковит-кианит-гранат-биотитовые гнейсы		Мускови- тизирован- ный кианитовый гнейс	Гранат- биотито- вый с диопсидом гнейс	Биотитизи- рованная эклогито- подобная порода
	21(64)	22(65)	23(73)	24(74)	25(75)	26(69)	27(70)	28(71)	29(16)	32(7)
SiO <sub>2</sub>	37.58	36.22	36.61	35.05	35.20	35.45	43.20	36.42	37.47	37.46
TiO <sub>2</sub>	3.00	2.94	3.00	3.00	2.57	2.70	2.93	2.52	3.47	4.44
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.73	19.30	16.03	17.88	17.86	19.38	11.19	20.34	15.88	14.91
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.42	1.79	2.71	1.62	5.21	1.24	0.75	4.20	1.69	2.44
FeO	13.14	13.86	13.70	14.70	13.94	16.19	17.45	12.60	13.51	13.18
MnO	0.03	0.03	0.02	0.02	0.03	0.02	0.01	0.04	0.01	0.02
MgO	12.34	12.45	14.52	13.72	11.92	11.79	10.79	11.59	14.89	14.50
CaO	0.18	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0.10	-	-	Не обн.	0.25
Na <sub>2</sub> O	0.32	0.32	0.18	0.16	0.25	0.27	0.45	0.50	0.14	0.17
K <sub>2</sub> O	9.84	9.70	9.54	9.20	7.90	9.21	8.86	8.29	9.40	9.82
H <sub>2</sub> O	0.23	0.40	0.41	0.38	0.49	(0.76)	0.36	(0.82)	0.38	0.13
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	-	-	-	-	2.10	1.24	-	-	-	-
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	-	-	-	0.034	Не обн.	-	-	-	-
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.122	0.133	-	-	0.07	-	0.12	0.035	-	-
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.087	0.105	-	-	0.097	-	0.085	0.077	-	-
F <sub>2</sub>	-	-	-	-	0.05	0.048	-	-	-	-
П. п. п.	2.34	2.49	3.55	4.71	2.21	2.08	4.23	3.06	2.93	2.39
Сумма	100.35	99.73	100.27	100.44	99.93	99.72	100.42	99.67	99.77	99.71
f	37.3	38.6	34.7	37.5	40.0	43.0	47.5	38.1	33.6	33.9
F	40.8	41.2	38.4	40.0	46.9	45.0	48.4	44.2	36.2	38.2



Таблица 10 (продолжение)

Окислы	Гранат-биотитовые ортогнейсы							Биотитовый гранит		Биотитовый ортогнейс
	46(78)	47(79)	48(80)	49(81)	50(82)	51(76)	52(77)	53(хх)	54(хх)	55(хх)
SiO <sub>2</sub>	36.04	35.16	35.50	34.84	35.24	35.15	35.42	36.24	35.22	33.82
TiO <sub>2</sub>	4.00	3.56	2.26	4.40	3.38	2.42	2.86	4.32	1.17	3.86
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.20	19.09	18.17	18.87	18.46	17.80	17.93	18.54	19.70	17.37
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.40	1.56	4.81	2.15	1.73	4.04	2.60	1.94	6.68	3.81
FeO	14.58	16.52	14.28	18.31	18.68	16.18	19.54	14.00	12.89	18.12
MnO	0.02	0.06	0.04	0.03	0.07	0.05	0.05	0.04	0.15	0.11
MgO	11.68	10.88	11.49	8.25	9.21	10.95	8.67	11.99	11.59	9.56
CaO	Не обн.	Сл.	0.17	Сл.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0.08	0.12	0.48
Na <sub>2</sub> O	0.18	0.20	0.08	0.14	0.15	0.16	0.14	0.24	0.16	0.12
K <sub>2</sub> O	9.38	9.26	9.16	9.34	9.88	8.04	8.74	8.78	9.00	9.12
H <sub>2</sub> O	0.28	0.26	0.25	0.30	-	0.31	0.18	0.18	0.48	0.35
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	-	-	1.28	-	-	1.79	1.42	-	-	-
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	-	Сл.	-	-	Сл.	Сл.	-	-	-
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.012	0.01	0.04	0.013	-	0.06	0.05	0.01	-	-
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.05	0.07	0.032	0.05	-	0.076	0.04	0.06	-	-
F <sub>2</sub>	-	-	0.140	-	-	0.08	0.03	-	-	-
П. п. п.	3.10	3.25	2.07	3.33	3.57	2.59	2.51	3.18	2.91	3.36
Сумма	99.92	99.88	99.77	100.02	100.37	99.70	100.18	99.60	100.07	100.03
<i>p</i>	41.0	46.1	42.0	56.0	53.0	43.0	57.0	39.3	38.5	51.3
<i>F</i>	43.1	48.3	49.0	58.5	55.0	50.4	58.7	42.1	47.8	55.7

Примечание. 1(20)... - цифра перед скобкой - номер пробы минерала, в скобках - номер пробы в табл. 7; 6(29), 7(30) - с ортоклазом, 21(64) - с микроклином. Содержания H<sub>2</sub>O, заключенные в скобки, в сумму не входят, состав рассчитан на абсолютно сухую навеску. 53(хх), 54(хх), 55(хх) - химический анализ пород не проводился, место взятия проб - о-ва Солодушные луды (проба 53) и южный берег о-ва Голоменные Юзменги (пробы 54, 55).

## Кристаллохимические формулы

- 1 - (Na<sub>0.04</sub>K<sub>0.93</sub>)<sub>0.97</sub>(Mg<sub>1.74</sub>Fe<sub>0.67</sub>Fe<sup>3+</sup><sub>0.05</sub>Ti<sub>0.26</sub>Al<sub>0.28</sub>)<sub>3.00</sub>(Si<sub>2.79</sub>Al<sub>1.21</sub>)<sub>4.00</sub>O<sub>10</sub>[O<sub>0.61</sub>(OH)<sub>0.80</sub>]<sub>1.41</sub>,
- 2 - (Na<sub>0.04</sub>K<sub>0.93</sub>)<sub>0.97</sub>(Mg<sub>1.72</sub>Fe<sub>0.69</sub>Fe<sup>3+</sup><sub>0.08</sub>Ti<sub>0.22</sub>Al<sub>0.29</sub>)<sub>3.00</sub>(Si<sub>2.73</sub>Al<sub>1.27</sub>)<sub>4.00</sub>O<sub>10</sub>[O<sub>0.51</sub>(OH)<sub>1.00</sub>]<sub>1.51</sub>,
- 3 - (Na<sub>0.02</sub>K<sub>0.86</sub>)<sub>0.88</sub>(Mg<sub>1.74</sub>Fe<sub>0.64</sub>Fe<sup>3+</sup><sub>0.10</sub>Ti<sub>0.24</sub>Al<sub>0.28</sub>)<sub>3.00</sub>(Si<sub>2.80</sub>Al<sub>1.20</sub>)<sub>4.00</sub>O<sub>10</sub>[O<sub>0.64</sub>(OH)<sub>1.11</sub>F<sub>0.02</sub>]<sub>1.77</sub>,
- 4 - [(Na<sub>0.02</sub>K<sub>0.92</sub>)<sub>0.94</sub>Ca<sub>0.03</sub>]<sub>0.97</sub>(Mg<sub>1.65</sub>Fe<sub>0.70</sub>Fe<sup>3+</sup><sub>0.09</sub>Ti<sub>0.16</sub>Al<sub>0.40</sub>)<sub>3.00</sub>(Si<sub>2.66</sub>Al<sub>1.34</sub>)<sub>4.00</sub>O<sub>10</sub>[O<sub>0.47</sub>(OH)<sub>1.53</sub>]<sub>2.00</sub>,
- 5 - [(Na<sub>0.02</sub>K<sub>0.94</sub>)<sub>0.96</sub>Ca<sub>0.02</sub>]<sub>0.98</sub>(Mg<sub>1.50</sub>Fe<sub>0.78</sub>Fe<sup>3+</sup><sub>0.04</sub>Ti<sub>0.17</sub>Al<sub>0.51</sub>)<sub>3.00</sub>(Si<sub>2.73</sub>Al<sub>1.27</sub>)<sub>4.00</sub>O<sub>10</sub>[O<sub>0.56</sub>(OH)<sub>1.44</sub>]<sub>2.00</sub>,
- 6 - (Na<sub>0.02</sub>K<sub>0.94</sub>)<sub>0.96</sub>(Mg<sub>1.70</sub>Fe<sub>0.69</sub>Fe<sup>3+</sup><sub>0.02</sub>Ti<sub>0.25</sub>Al<sub>0.34</sub>)<sub>3.00</sub>(Si<sub>2.74</sub>Al<sub>1.26</sub>)<sub>4.00</sub>O<sub>10</sub>[O<sub>0.56</sub>(OH)<sub>1.13</sub>]<sub>1.69</sub>,
- 7 - [K<sub>0.87</sub>Ca<sub>0.01</sub>]<sub>0.88</sub>(Mg<sub>1.66</sub>Fe<sub>0.57</sub>Fe<sup>3+</sup><sub>0.19</sub>Ti<sub>0.28</sub>Al<sub>0.30</sub>)<sub>3.00</sub>(Si<sub>2.70</sub>Al<sub>1.30</sub>)<sub>4.00</sub>O<sub>10</sub>[O<sub>0.63</sub>(OH)<sub>1.37</sub>]<sub>2.00</sub>,
- 8 - (Na<sub>0.05</sub>K<sub>0.91</sub>)<sub>0.96</sub>(Mg<sub>1.58</sub>Fe<sub>0.70</sub>Fe<sup>3+</sup><sub>0.12</sub>Ti<sub>0.13</sub>Al<sub>0.47</sub>)<sub>3.00</sub>(Si<sub>2.74</sub>Al<sub>1.26</sub>)<sub>4.00</sub>O<sub>10</sub>[O<sub>0.55</sub>(OH)<sub>1.42</sub>F<sub>0.03</sub>]<sub>2.00</sub>,
- 9 - K<sub>0.90</sub>(Mg<sub>1.75</sub>Fe<sub>0.65</sub>Fe<sup>3+</sup><sub>0.09</sub>Ti<sub>0.20</sub>Al<sub>0.31</sub>)<sub>3.00</sub>(Si<sub>2.71</sub>Al<sub>1.29</sub>)<sub>4.00</sub>O<sub>10</sub>[O<sub>0.41</sub>(OH)<sub>1.59</sub>]<sub>2.00</sub>,
- 10 - (Na<sub>0.04</sub>K<sub>0.92</sub>)<sub>0.96</sub>(Mg<sub>1.67</sub>Fe<sub>0.77</sub>Fe<sup>3+</sup><sub>0.04</sub>Ti<sub>0.23</sub>Al<sub>0.29</sub>)<sub>3.00</sub>(Si<sub>2.72</sub>Al<sub>1.28</sub>)<sub>4.00</sub>O<sub>10</sub>[O<sub>0.47</sub>(OH)<sub>1.03</sub>]<sub>1.50</sub>,
- 11 - [(Na<sub>0.01</sub>K<sub>0.81</sub>)<sub>0.82</sub>Ca<sub>0.01</sub>]<sub>0.83</sub>(Mg<sub>1.60</sub>Fe<sub>0.51</sub>Fe<sup>3+</sup><sub>0.34</sub>Ti<sub>0.25</sub>Al<sub>0.30</sub>)<sub>3.00</sub>(Si<sub>2.84</sub>Al<sub>1.16</sub>)<sub>4.00</sub>O<sub>10</sub>[O<sub>0.84</sub>(OH)<sub>1.16</sub>]<sub>2.00</sub>,
- 12 - [(Na<sub>0.01</sub>K<sub>0.89</sub>)<sub>0.90</sub>Ca<sub>0.03</sub>]<sub>0.93</sub>(Mg<sub>1.49</sub>Fe<sub>0.77</sub>Fe<sup>3+</sup><sub>0.21</sub>Ti<sub>0.16</sub>Al<sub>0.37</sub>)<sub>3.00</sub>(Si<sub>2.70</sub>Al<sub>1.30</sub>)<sub>4.00</sub>O<sub>10</sub>[O<sub>0.56</sub>(OH)<sub>1.44</sub>]<sub>2.00</sub>,
- 13 - (Na<sub>0.01</sub>K<sub>0.84</sub>)<sub>0.85</sub>(Mg<sub>1.50</sub>Fe<sub>0.69</sub>Fe<sup>3+</sup><sub>0.22</sub>Ti<sub>0.20</sub>Al<sub>0.39</sub>)<sub>3.00</sub>(Si<sub>2.67</sub>Al<sub>1.33</sub>)<sub>4.00</sub>O<sub>10</sub>[O<sub>0.53</sub>(OH)<sub>1.47</sub>]<sub>2.00</sub>,
- 14 - (Na<sub>0.05</sub>K<sub>0.88</sub>)<sub>0.93</sub>(Mg<sub>1.42</sub>Fe<sub>0.76</sub>Fe<sup>3+</sup><sub>0.19</sub>Ti<sub>0.16</sub>Al<sub>0.47</sub>)<sub>3.00</sub>(Si<sub>2.82</sub>Al<sub>1.18</sub>)<sub>4.00</sub>O<sub>10</sub>[O<sub>0.73</sub>(OH)<sub>1.27</sub>]<sub>2.00</sub>,
- 15 - (Na<sub>0.02</sub>K<sub>0.83</sub>)<sub>0.85</sub>(Mg<sub>1.50</sub>Fe<sub>0.81</sub>Fe<sup>3+</sup><sub>0.15</sub>Ti<sub>0.16</sub>Al<sub>0.38</sub>)<sub>3.00</sub>(Si<sub>2.70</sub>Al<sub>1.30</sub>)<sub>4.00</sub>O<sub>10</sub>[O<sub>0.40</sub>(OH)<sub>1.60</sub>]<sub>2.00</sub>,
- 16 - (Na<sub>0.03</sub>K<sub>0.97</sub>)<sub>1.00</sub>(Mg<sub>1.39</sub>Fe<sub>0.82</sub>Fe<sup>3+</sup><sub>0.14</sub>Ti<sub>0.14</sub>Al<sub>0.51</sub>)<sub>3.00</sub>(Si<sub>2.76</sub>Al<sub>1.24</sub>)<sub>4.00</sub>O<sub>10</sub>[O<sub>0.66</sub>(OH)<sub>1.21</sub>F<sub>0.13</sub>]<sub>2.00</sub>,
- 17 - (Na<sub>0.04</sub>K<sub>0.88</sub>)<sub>0.92</sub>(Mg<sub>1.42</sub>Fe<sub>0.80</sub>Fe<sup>3+</sup><sub>0.13</sub>Ti<sub>0.17</sub>Al<sub>0.48</sub>)<sub>3.00</sub>(Si<sub>2.73</sub>Al<sub>1.27</sub>)<sub>4.00</sub>O<sub>10</sub>[O<sub>0.57</sub>(OH)<sub>1.40</sub>F<sub>0.03</sub>]<sub>2.00</sub>,



- 18 -  $(\text{Na}_{0.05}\text{K}_{0.85})_{0.90}(\text{Mg}_{1.54}\text{Fe}_{0.79}\text{Fe}^{+3}_{0.13}\text{Ti}_{0.15}\text{Al}_{0.39})_{3.00}(\text{Si}_{2.71}\text{Al}_{1.29})_{4.00}\text{O}_{10}[\text{O}_{0.43}(\text{OH})_{1.56}\text{F}_{0.01}]_{2.00}$
- 19 -  $(\text{Na}_{0.05}\text{K}_{0.85})_{0.90}(\text{Mg}_{1.56}\text{Fe}_{0.81}\text{Fe}^{+3}_{0.10}\text{Ti}_{0.18}\text{Al}_{0.35})_{3.00}(\text{Si}_{2.70}\text{Al}_{1.30})_{4.00}\text{O}_{10}[\text{O}_{0.41}(\text{OH})_{1.57}\text{F}_{0.02}]_{2.00}$
- 20 -  $[(\text{Na}_{0.02}\text{K}_{0.90})_{0.92}\text{Ca}_{0.01}]_{0.93}(\text{Mg}_{1.50}\text{Fe}_{0.85}\text{Fe}^{+3}_{0.09}\text{Ti}_{0.17}\text{Al}_{0.39})_{3.00}(\text{Si}_{2.70}\text{Al}_{1.30})_{4.00}\text{O}_{10}[\text{O}_{0.42}(\text{OH})_{1.56}\text{F}_{0.02}]_{2.00}$
- 21 -  $[(\text{Na}_{0.05}\text{K}_{0.93})_{0.98}\text{Ca}_{0.02}]_{1.00}(\text{Mg}_{1.38}\text{Fe}_{0.82}\text{Mn}_{0.02}\text{Fe}^{+3}_{0.13}\text{Ti}_{0.17}\text{Al}_{0.48})_{3.00}(\text{Si}_{2.82}\text{Al}_{1.18})_{4.00}\text{O}_{10}[\text{O}_{0.79}(\text{OH})_{1.17}]_{1.96}$
- 22 -  $(\text{Na}_{0.05}\text{K}_{0.92})_{0.97}(\text{Mg}_{1.40}\text{Fe}_{0.88}\text{Mn}_{0.02}\text{Fe}^{+3}_{0.10}\text{Ti}_{0.17}\text{Al}_{0.43})_{3.00}(\text{Si}_{2.72}\text{Al}_{1.28})_{4.00}\text{O}_{10}[\text{O}_{0.52}(\text{OH})_{1.25}]_{1.77}$
- 23 -  $(\text{Na}_{0.02}\text{K}_{0.91})_{0.93}(\text{Mg}_{1.62}\text{Fe}_{0.86}\text{Fe}^{+3}_{0.15}\text{Ti}_{0.18}\text{Al}_{0.19})_{3.00}(\text{Si}_{2.76}\text{Al}_{1.24})_{4.00}\text{O}_{10}[\text{O}_{0.35}(\text{OH})_{1.65}]_{2.00}$
- 24 -  $(\text{Na}_{0.02}\text{K}_{0.89})_{0.91}(\text{Mg}_{1.55}\text{Fe}_{0.93}\text{Fe}^{+3}_{0.10}\text{Ti}_{0.17}\text{Al}_{0.25})_{3.00}(\text{Si}_{2.65}\text{Al}_{1.35})_{4.00}\text{O}_{10}[\text{O}_{0.25}(\text{OH})_{1.75}]_{2.00}$
- 25 -  $(\text{Na}_{0.04}\text{K}_{0.78})_{0.82}(\text{Mg}_{1.36}\text{Fe}_{0.90}\text{Fe}^{+3}_{0.30}\text{Ti}_{0.15}\text{Al}_{0.29})_{3.00}(\text{Si}_{2.70}\text{Al}_{1.30})_{4.00}\text{O}_{10}[\text{O}_{0.41}(\text{OH})_{1.58}\text{F}_{0.01}]_{2.00}$
- 26 -  $[(\text{Na}_{0.04}\text{K}_{0.90})_{0.94}\text{Ca}_{0.01}]_{0.95}(\text{Mg}_{1.33}\text{Fe}_{1.02}\text{Mn}_{0.01}\text{Fe}^{+3}_{0.07}\text{Ti}_{0.16}\text{Al}_{0.41})_{3.00}(\text{Si}_{2.68}\text{Al}_{1.32})_{4.00}[\text{O}_{0.43}(\text{OH})_{1.56}\text{F}_{0.01}]_{2.00}$
- 27 -  $(\text{Na}_{0.07}\text{K}_{0.87})_{0.94}(\text{Mg}_{1.26}\text{Fe}_{1.14}\text{Fe}^{+3}_{0.04}\text{Ti}_{0.17}\text{Al}_{0.39})_{3.00}(\text{Si}_{3.36}\text{Al}_{0.64})_{4.00}\text{O}_{10}[\text{O}_{1.07}(\text{OH})_{0.93}]_{2.00}$
- 28 -  $(\text{Na}_{0.07}\text{K}_{0.80})_{0.87}(\text{Mg}_{1.30}\text{Fe}_{0.80}\text{Fe}^{+3}_{0.23}\text{Ti}_{0.14}\text{Al}_{0.53})_{3.00}(\text{Si}_{2.73}\text{Al}_{1.27})_{4.00}\text{O}_{10}[\text{O}_{0.64}(\text{OH})_{1.36}]_{2.00}$
- 29 -  $(\text{Na}_{0.02}\text{K}_{0.90})_{0.92}(\text{Mg}_{1.66}\text{Fe}_{0.84}\text{Fe}^{+3}_{0.10}\text{Ti}_{0.20}\text{Al}_{0.20})_{3.00}(\text{Si}_{2.80}\text{Al}_{1.20})_{4.00}\text{O}_{10}[\text{O}_{0.42}(\text{OH})_{1.46}]_{1.88}$
- 32 -  $[(\text{Na}_{0.02}\text{K}_{0.94})_{0.96}\text{Ca}_{0.02}]_{0.98}(\text{Mg}_{1.62}\text{Fe}_{0.83}\text{Fe}^{+3}_{0.14}\text{Ti}_{0.25}\text{Al}_{0.16})_{3.00}(\text{Si}_{2.83}\text{Al}_{1.17})_{4.00}\text{O}_{10}[\text{O}_{0.63}(\text{OH})_{1.20}]_{1.83}$
- 46 -  $(\text{Na}_{0.03}\text{K}_{0.91})_{0.94}(\text{Mg}_{1.32}\text{Fe}_{0.92}\text{Fe}^{+3}_{0.08}\text{Ti}_{0.23}\text{Al}_{0.45})_{3.00}(\text{Si}_{2.73}\text{Al}_{1.27})_{4.00}\text{O}_{10}[\text{O}_{0.66}(\text{OH})_{1.34}]_{2.00}$

- 47 -  $(\text{Na}_{0.03}\text{K}_{0.91})_{0.94}(\text{Mg}_{1.24}\text{Fe}_{1.06}\text{Fe}^{+3}_{0.10}\text{Ti}_{0.20}\text{Al}_{0.40})_{3.00}(\text{Si}_{2.68}\text{Al}_{1.32})_{4.00}\text{O}_{10}[\text{O}_{0.52}(\text{OH})_{1.48}]_{2.00}$
- 48 -  $[(\text{Na}_{0.01}\text{K}_{0.91})_{0.92}\text{Ca}_{0.01}]_{0.93}(\text{Mg}_{1.27}\text{Fe}_{0.93}\text{Fe}^{+3}_{0.29}\text{Ti}_{0.14}\text{Al}_{0.37})_{3.00}(\text{Si}_{2.73}\text{Al}_{1.27})_{4.00}\text{O}_{10}[\text{O}_{0.61}(\text{OH})_{1.36}\text{F}_{0.03}]_{2.00}$
- 49 -  $(\text{Na}_{0.02}\text{K}_{0.92})_{0.94}(\text{Mg}_{0.96}\text{Fe}_{1.22}\text{Fe}^{+3}_{0.12}\text{Ti}_{0.26}\text{Al}_{0.44})_{3.00}(\text{Si}_{2.71}\text{Al}_{1.29})_{4.00}\text{O}_{10}[\text{O}_{0.73}(\text{OH})_{1.27}]_{2.00}$
- 50 -  $(\text{Na}_{0.02}\text{K}_{0.98})_{1.00}(\text{Mg}_{1.07}\text{Fe}_{1.21}\text{Fe}^{+3}_{0.10}\text{Ti}_{0.20}\text{Al}_{0.42})_{3.00}(\text{Si}_{2.74}\text{Al}_{1.26})_{4.00}\text{O}_{10}[\text{O}_{0.69}(\text{OH})_{1.31}]_{2.00}$
- 51 -  $(\text{Na}_{0.02}\text{K}_{0.80})_{0.82}(\text{Mg}_{1.27}\text{Fe}_{1.05}\text{Fe}^{+3}_{0.24}\text{Ti}_{0.15}\text{Al}_{0.29})_{3.00}(\text{Si}_{2.71}\text{Al}_{1.29})_{4.00}\text{O}_{10}[\text{O}_{0.36}(\text{OH})_{1.62}\text{F}_{0.02}]_{2.00}$
- 52 -  $(\text{Na}_{0.02}\text{K}_{0.87})_{0.89}(\text{Mg}_{1.01}\text{Fe}_{1.27}\text{Fe}^{+3}_{0.15}\text{Ti}_{0.17}\text{Al}_{0.40})_{3.00}(\text{Si}_{2.77}\text{Al}_{1.23})_{4.00}\text{O}_{10}[\text{O}_{0.53}(\text{OH})_{1.46}\text{F}_{0.01}]_{2.00}$
- 53 -  $[(\text{Na}_{0.04}\text{K}_{0.85})_{0.89}\text{Ca}_{0.01}]_{0.90}(\text{Mg}_{1.36}\text{Fe}_{0.88}\text{Fe}^{+3}_{0.11}\text{Ti}_{0.25}\text{Al}_{0.40})_{3.00}(\text{Si}_{2.74}\text{Al}_{1.26})_{4.00}\text{O}_{10}[\text{O}_{0.63}(\text{OH})_{1.37}]_{2.00}$
- 54 -  $[(\text{Na}_{0.02}\text{K}_{0.90})_{0.92}\text{Ca}_{0.01}]_{0.93}(\text{Mg}_{1.31}\text{Fe}_{0.82}\text{Fe}^{+3}_{0.38}\text{Ti}_{0.07}\text{Mn}_{0.01}\text{Al}_{0.41})_{3.00}(\text{Si}_{2.66}\text{Al}_{1.34})_{4.00}\text{O}_{10}[\text{O}_{0.53}(\text{OH})_{1.46}]_{1.99}$
- 55 -  $[(\text{Na}_{0.02}\text{K}_{0.91})_{0.93}\text{Ca}_{0.04}]_{0.97}(\text{Mg}_{1.12}\text{Fe}_{1.18}\text{Fe}^{+3}_{0.23}\text{Ti}_{0.23}\text{Al}_{0.24})_{3.00}(\text{Si}_{2.64}\text{Al}_{1.36})_{4.00}\text{O}_{10}[\text{O}_{0.58}(\text{OH})_{1.42}]_{2.00}$



Биотиты из ортогнейсов имеют более высокую железистость (39–41% – для субфации дистен–ортоклазовых гнейсов, 42–57% – для субфации дистен–микроклиновых гнейсов и фации дистен–мусковитовых гнейсов),  $Ng = Nm = 1.631–1.650$ . Содержание  $TiO_2$  колеблется в пределах 2.16–4.40%, причем высокие содержания характерны как для субфации дистен–ортоклазовых, так и фации дистен–мусковитовых гнейсов. Окраска биотита в шлифах ярко–коричневая, коричневая, зеленовато–коричневая, часто в одном шлифе можно встретить две генерации биотита – с зеленовато–бурой и черно–коричневой или буро–коричневой окраской.

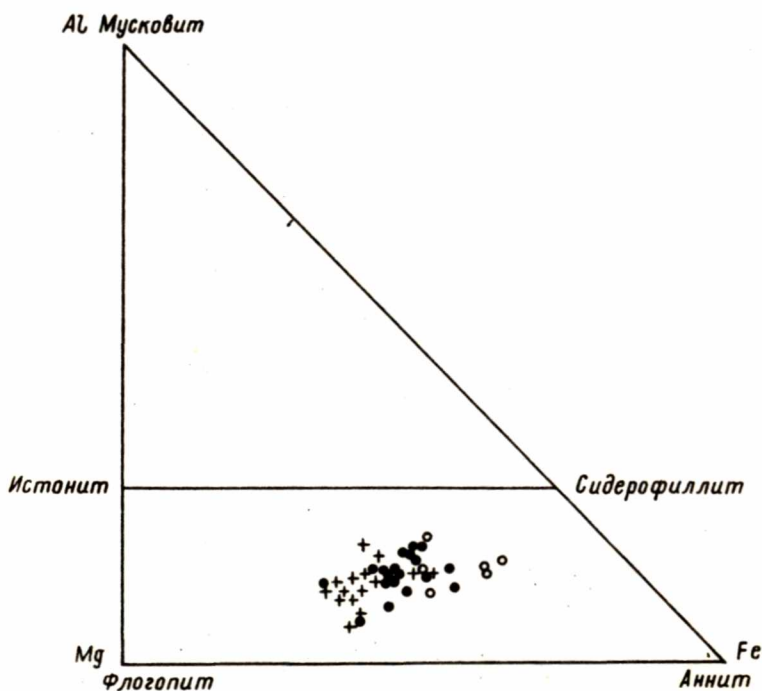


Рис. 26. Нормативный состав биотитов из пород беломорского комплекса.

Для рис. 26–29 условные обозначения см. на рис. 24.

Биотиты из биотитизированных эклогитоподобных пород отличаются меньшей глиноземистостью и более высоким  $Mg$  при одинаковой железистости с глиноземистыми гнейсами.

Касаясь общих закономерностей состава биотитов из пород Беломорья, можно отметить, что они, особенно из глиноземистых гнейсов, более магnezильны, чем, например, биотиты из пород станового комплекса (Другова, Глебовицкий, 1965). По составу они являются обычными биотитами с варьирующим содержанием истонит–сидерофиллитовой составляющей (рис. 26). В целом биотиты из кианитовых гнейсов, особенно субфации дистен–микроклиновых гнейсов, богаче алюминием по сравнению с биотитами из гранат–биотитовых гнейсов. Общей зависимости глиноземистости биотита ( $a_{Si}$  или  $a_{Al}$ , Кориковский, 1967а) от железистости не обнаруживается, т.е. для био-

титов разной железистости характерны одинаковые интервалы колебаний этих параметров. Более заметно увеличение глиноземистости биотитов при преобразовании эклогитоподобных пород в гранат-биотитовые гнейсы (пробы 32 → 29 → 23 → 24) или мелкозернистых гранат-биотитовых гнейсов в кианитовые (пробы 1 → 6, 3 → 16, 14 → 21 → 22) при повышении потенциала калия и щелочности независимо от того, понижается ли при этом железистость (или степень метаморфизма) или нет (рис. 27). В этом их отличие

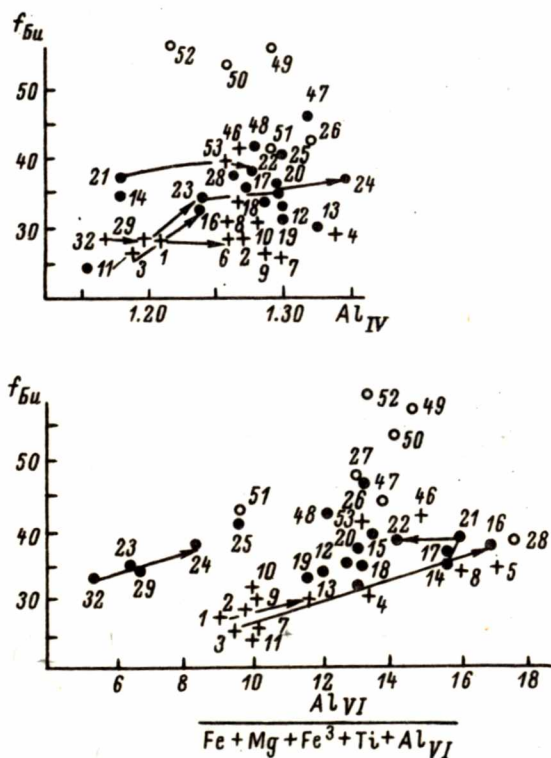


Рис. 27. Диаграммы соотношения железистости  $f$  биотитов и содержания в них  $Al_{IV}$  -  $Al_{VI}$ .

Стрелками показано направление изменения состава биотитов при метасоматических преобразованиях, связанных с мигматизацией.

от чарнокитовых гнейсов, где с ростом щелочности и потенциала калия глиноземистость биотита падает (Маракушев, 1965).

Изучение связи железистости биотита с содержанием в нем  $Ti$  показало, что четкая зависимость между ними отсутствует (рис. 28). Отмечается, что большинство биотитов субфации дистен-ортоклазовых гнейсов содержат  $Ti$  больше, чем биотиты субфации дистен-микроклиновых гнейсов, а биотиты фации дистен-мусковитовых гнейсов - равное или немного большее количество  $Ti$ , чем биотиты субфации дистен-микроклиновых гнейсов. Для некоторых биотитов субфаций дистен-ортоклазовых и дистен-микроклиновых гнейсов, как нами было показано ранее (Володичев, 1971), устанавливается более четкая связь содержания  $Ti$  в биотите не с его железистостью, а с



$\frac{f_{\text{Би}}}{f_{\text{пор}}}$ . Было также отмечено, что на концентрацию  $\text{Ti}$  в биотите, по-видимому, какое-то влияние оказывает содержание  $\text{TiO}_2$  и  $\text{SiO}_2$  в породе.

При петрографическом изучении пород, особенно ортогнейсов или гранат-биотитовых и биотитовых гнейсов неясного генезиса, были обнаружены неоднократные случаи, когда гранат-биотитовые гнейсы с зеленовато-бурым биотитом при мигматизации с появлением значительного количества микроклина преобразуются в биотитовые гнейсы, биотит при этом приобретает коричневую окраску. Сравнение состава биотитов из разных пород (пробы 54

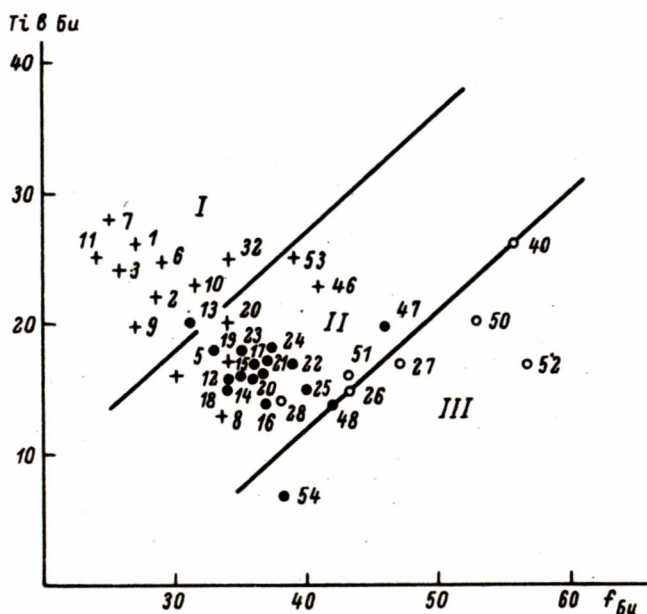


Рис. 28. Диаграмма зависимости содержания титана в биотитах (в ф.ед.) от железистости  $f$  для пород беломорского комплекса. Для сравнения нанесены границы составов биотитов из пород гранулитовой (I), амфиболитовой (II) и эпидот-амфиболитовой (III) фаций, по данным Г.М. Друговой и В.А. Глебовицкого (1965).

и 55; табл. 10) показало, что  $f_{\text{Би}}$  при разгнейсовании и мигматизации повышается, а содержание  $\text{Ti}$  увеличивается. В другом случае (проба 53) гнейсо-гранит богат микроклином, при его мигматизации содержание микроклина не увеличивается (проба 46), биотит при этом сохраняет окраску и при незначительном повышении железистости, содержание  $\text{Ti}$  немного снижается. На основании вышеизложенного, нам кажется, можно сделать предположение, что на концентрацию  $\text{Ti}$  в биотите влияет не только степень метаморфизма, но и геохимические условия – в щелочной обстановке, показателем которой может быть связанная с мигматизацией микроклинизация и биотитизация, биотит становится лучшим концентратором  $\text{Ti}$ . В формуле биотита в этих условиях  $\text{Ti}$ , по-видимому, входит в группу, занимающую октаэдрическую позицию, на это может указывать также отсутствие зависимости содержания  $\text{Ti}$  от  $\text{Si}$  (рис. 29).

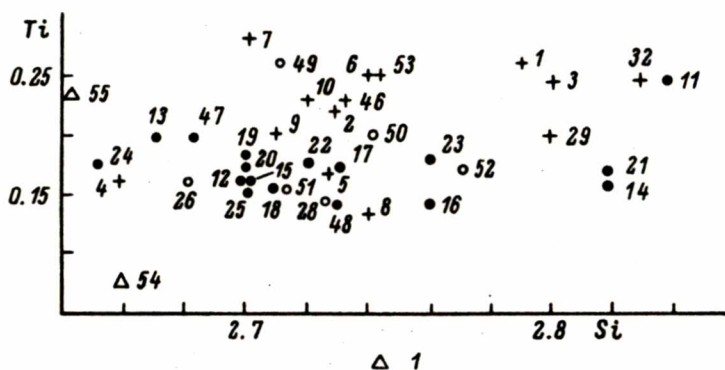


Рис. 29. Диаграмма зависимости содержания  $Ti$  и  $Si$  в биотитах из пород беломорского комплекса.

1 - биотиты из гранитов.

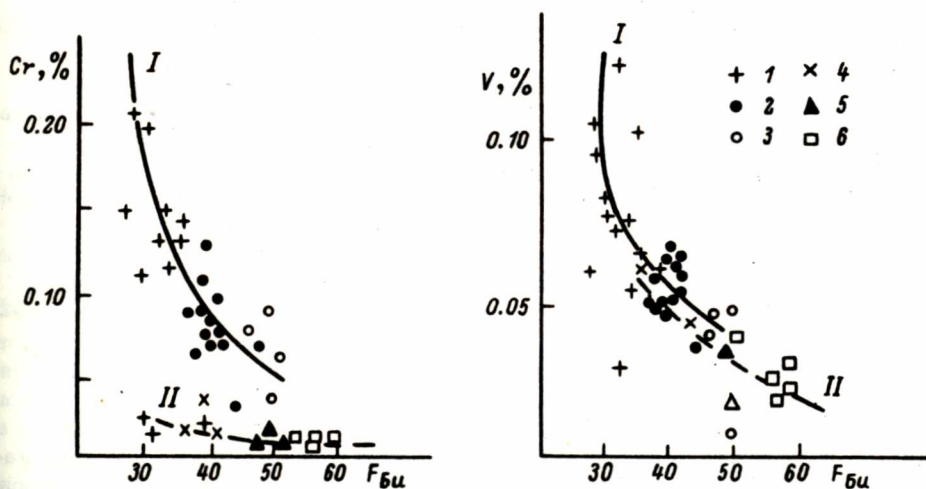


Рис. 30. Диаграммы зависимости содержания  $V$  и  $Cr$  в биотитах от железистости  $F$ .

Глиноземистые гнейсы (I): 1 - субфация дистен-ортоклазовых гнейсов; 2 - субфация дистен-микроклиновых гнейсов; 3 - фация дистен-мусковитовых гнейсов. Биотитизированные эклогитоподобные породы и гранат-биотитовые ортогнейсы (II): 4 - субфация дистен-ортоклазовых гнейсов; 5 - субфация дистен-микроклиновых гнейсов; 6 - фация дистен-мусковитовых гнейсов.

В некоторых биотитах были определены содержания  $Cr$  и  $V$  химическим анализом (табл. 10), дополненные затем данными количественного спектрального анализа. Для большинства из них устанавливается обратная зависимость содержания  $Cr$  и  $V$  от  $F$  и от степени метаморфизма, причем поведение  $V$  в биотитах как из глиноземистых гнейсов, так и из орто-



гнейсов и биотитизированных эклогитоподобных пород одинаково, в то время как в поведении  $\text{Cr}$  в биотитах из этих пород отмечаются различия (рис. 30). В данной работе исправляется аналитическая ошибка, допущенная ранее при определении содержания  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  в некоторых биотитах (Володичев, 1971), но которая, впрочем, не повлияла на общий характер зависимости его концентрации.

Таким образом, биотиты из пород субфации дистен-ортоклазовых гнейсов характеризуются низкой железистостью и высоким содержанием  $\text{Ti}$ ; с понижением степени метаморфизма железистость биотитов закономерно увеличивается. Биотиты из пород Беломорья более магнезиальны, чем биотиты других районов. На содержание  $\text{Ti}$  в биотите, по-видимому, оказывают влияние не только степень метаморфизма, но и геохимические условия — в щелочной обстановке биотит становится лучшим концентратором  $\text{Ti}$ . Для некоторых биотитов установлено, что с понижением метаморфизма содержание в них  $\text{V}$  и  $\text{Cr}$  уменьшается. Глиноземистость биотитов не зависит от степени метаморфизма, она увеличивается по мере преобразования пород в глиноземистые гнейсы.

### Роговые обманки

Амфибол также является широко распространенным минералом, характерным для всех метаморфических фаций описываемого района.

Было проанализировано 6 амфиболов (табл. 11) из субфации дистен-ортоклазовых гнейсов (проба 41), субфации дистен-микроклиновых гнейсов (пробы 42–44) и фации дистен-мусковитовых гнейсов (пробы 45, 56). Пять из них (пробы 41–45) ассоциируют с гранатом и пироксеном, один (проба 52), кроме того, с эпидотом, шестой амфибол (проба 56) представляет безгранатозую ассоциацию.

Амфиболы имеют варьирующий состав (рис. 31, 32). Прежде всего обращает на себя внимание различие их железистости, которая постепенно увеличивается при понижении степени метаморфизма. Наименьшей железистостью ( $f = 20.9\%$ ) обладает роговая обманка субфации дистен-ортоклазовых гнейсов, характеризующаяся, кроме того, другими специфическими особенностями — наиболее обогащена актинолитовым миналом, т.е. содержит больше  $\text{Si}$  и меньше  $\text{Al}$ , а также бедна  $\text{Ti}$ . Следует подчеркнуть, что такой амфибол по оптическим, рентгеноструктурным данным и по внешнему облику характерен для всех амфиболитов, ассоциирующих с мелкозернистыми эклогитоподобными породами, гранат-биотитовыми и кианит-гранат-биотитовыми гнейсами субфации дистен-ортоклазовых гнейсов, и равновесность его с богатым пироповой молекулой гранатом (проба 41), а также их принадлежность к этой метаморфической субфации не вызывает сомнения. Как уже отмечалось, среди пород субфации дистен-ортоклазовых гнейсов встречается также зеленовато-бурая, бурая или буровато-зеленая роговая обманка с иными константами (табл. 5), как правило, более поздняя, связанная с мигматизацией.

Роговые обманки субфации дистен-микроклиновых гнейсов, особенно проба 44, отличаются большим содержанием паргаситового или гастингситового минала, в них отмечается несколько повышенное содержание щелочей и  $\text{Al}$ , железистость увеличивается до 34.2–37.0%, а содержание титана — до 1.09–1.93%.

В роговых обманках фации дистен-мусковитовых гнейсов снова снижается содержание тетраэдрического алюминия, титана и наблюдается увеличение актинолитовой молекулы. В ассоциации с гранатом и пироксеном они харак-

теризуются наиболее высокой железистостью ( $\rho = 43.3\%$ ), которая снижается до 32.7% в полевошпатовом амфиболите.

С мигматизацией в породах беломорского комплекса бывает также связано образование роговой обманки голубовато-зеленой или густо-зеленой окраски с голубоватым оттенком ( $Nm=1.667$ ), которая, по данным В.Л. Дука (Шуркин и др., 1962), отличается большим по сравнению с зеленой роговой обманкой содержанием  $Na_2O$  и  $Fe_2O_3$ .



Рис. 31. Положение составов роговых обманок из пород беломорского комплекса на диаграмме  $[Al]^4 - ([Al]^6 + Fe + Ti)$ , по У.А. Диру, Р.А. Хауи, Дж. Зусману (1965).

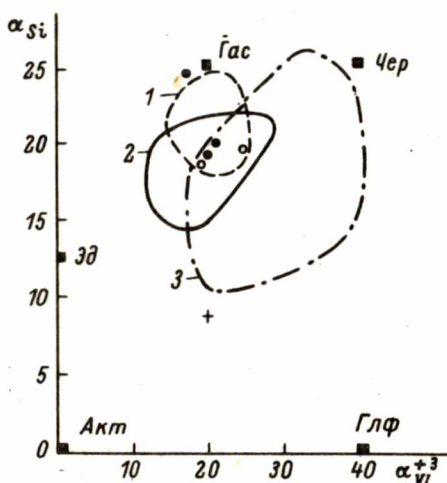


Рис. 32. Положение составов роговых обманок из пород беломорского комплекса на диаграмме  $\alpha_{Si} - \alpha_{VI}^{+3}$ , по С.П. Кориковскому (1967а).

1 - гранулитовая, 2 - амфиболитовая и 3 - эпидот-амфиболитовая фации.

В процессе изучения особенностей состава кальциевых амфиболов многими исследователями было установлено, что с ростом температуры увеличивается степень замены Si на Al в тетраэдре (Foslie, 1945; Harry, 1950; Закруткин, 1961), растёт также количество щелочей (Shido, 1953; Miyashiro, 1958; A. Engel, C. Engel, 1962) и титана (A. Engel, C. Engel, 1962; Кориковский 1967, и др.), т.е. в целом идет гастингситизация амфибола, при этом уменьшается роль чермакитовой и актинолитовой молекул (Кориковский, 1967а).

Если сравнить роговые обманки из пород разных метаморфических фаций Беломорья с другими районами, можно отметить, что общей закономерностью изменения их состава является повышение железистости с уменьшением степени метаморфизма. С другой стороны, роговые обманки, как и биотиты, в ассоциации с гранатом имеют более магнизиальный состав (Другова, Глебовицкий, 1965; Добрецов и др., 1970, и др.). Роговые обманки субфации дистен-ортотлазовых гнейсов в Беломорье характеризуются пониженным содержанием тетраэдрического Al, щелочей и титана по сравнению с роговыми обманками гранулитовой фации других районов. С таким содержанием актинолитов-



Таблица 11

Химический состав и кристаллохимические формулы роговых обманок.  
(аналитики В.А. Доильнищина и В.А. Ахвонен)

Окислы	41(11)	42(51)	43(52)	44(53)	45(54)	56(x)
SiO <sub>2</sub>	51.48	42.90	43.15	41.96	43.47	46.44
TiO <sub>2</sub>	0.72	1.98	1.76	1.09	1.24	0.40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.77	12.36	10.52	15.03	12.47	13.24
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.40	2.87	4.49	1.96	3.72	1.72
FeO	7.03	11.16	11.39	13.50	13.07	8.35
MnO	0.08	0.09	0.12	0.20	0.15	0.16
MgO	14.70	11.56	12.23	11.70	9.60	14.26
CaO	11.89	12.15	13.14	9.19	12.31	11.51
Na <sub>2</sub> O	1.12	1.23	1.80	1.17	1.42	1.00
K <sub>2</sub> O	0.97	0.95	0.60	1.65	0.48	0.50
H <sub>2</sub> O	0.17	0.18	0.44	0.50	0.15	0.40
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	-	-	0.072
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	-	-	-	-	0.014
П. п. п.	2.62	2.23	0.83	1.94	2.17	2.09
Сумма	99.90	99.66	100.47	99.89	100.25	100.15
p	20.9	35.0	34.2	37.0	43.3	24.6
F	22.6	40.0	41.3	42.1	48.9	28.1

## Кристаллохимические формулы

- 41 - (Ca<sub>1.85</sub>Na<sub>0.31</sub>K<sub>0.19</sub>)<sub>2.35</sub>(Fe<sub>0.84</sub>Mg<sub>3.18</sub>Fe<sup>+3</sup><sub>0.05</sub>Ti<sub>0.08</sub>Al<sub>0.85</sub>)<sub>5.00</sub>(Si<sub>7.38</sub>Al<sub>0.62</sub>)<sub>8.00</sub>O<sub>22</sub>(OH)<sub>2.00</sub>,
- 42 - (Ca<sub>1.93</sub>Na<sub>0.36</sub>K<sub>0.19</sub>)<sub>2.48</sub>(Fe<sub>1.38</sub>Mg<sub>2.56</sub>Fe<sup>+3</sup><sub>0.32</sub>Ti<sub>0.21</sub>Al<sub>0.53</sub>)<sub>5.00</sub>(Si<sub>6.36</sub>Al<sub>1.64</sub>)<sub>8.00</sub>O<sub>22</sub>(OH)<sub>2.00</sub>,
- 43 - (Ca<sub>2.08</sub>Na<sub>0.51</sub>K<sub>0.11</sub>)<sub>2.70</sub>(Fe<sub>1.40</sub>Mg<sub>2.69</sub>Fe<sup>+3</sup><sub>0.50</sub>Ti<sub>0.20</sub>Al<sub>0.19</sub>Mn<sub>0.02</sub>)<sub>5.00</sub>(Si<sub>6.37</sub>Al<sub>1.63</sub>)<sub>8.00</sub>O<sub>22</sub>(OH)<sub>2.00</sub>,
- 44 - (Ca<sub>1.41</sub>Na<sub>0.32</sub>K<sub>0.30</sub>)<sub>2.03</sub>(Fe<sub>1.61</sub>Mg<sub>2.50</sub>Fe<sup>+3</sup><sub>0.21</sub>Ti<sub>0.12</sub>Al<sub>0.54</sub>Mn<sub>0.02</sub>)<sub>5.00</sub>(Si<sub>6.01</sub>Al<sub>1.99</sub>)<sub>8.00</sub>O<sub>22</sub>(OH)<sub>2.00</sub>,
- 45 - (Ca<sub>1.96</sub>Na<sub>0.41</sub>K<sub>0.10</sub>)<sub>2.47</sub>(Fe<sub>1.63</sub>Mg<sub>2.13</sub>Fe<sup>+3</sup><sub>0.41</sub>Ti<sub>0.13</sub>Al<sub>0.68</sub>Mn<sub>0.02</sub>)<sub>5.00</sub>(Si<sub>6.48</sub>Al<sub>1.52</sub>)<sub>8.00</sub>O<sub>22</sub>(OH)<sub>2.00</sub>,
- 56 - (Ca<sub>1.74</sub>Na<sub>0.27</sub>K<sub>0.10</sub>)<sub>2.11</sub>(Fe<sub>0.98</sub>Mg<sub>3.00</sub>Fe<sup>+3</sup><sub>0.19</sub>Ti<sub>0.04</sub>Al<sub>0.77</sub>Mn<sub>0.02</sub>)<sub>5.00</sub>(Si<sub>6.55</sub>Al<sub>1.45</sub>)<sub>8.00</sub>O<sub>22</sub>(OH)<sub>2.00</sub>.

Примечание. 41(11)... - цифра перед скобкой обозначает номер пробы минерала, в скобках - номер пробы породы в табл. 7. 56(x) - обр. 309-1, полевошпатовый амфиболит оз. Энгозеро; химический анализ породы не проводился.

вой молекулы (рис. 32) они скорее характерны для эпидот-амфиболитовой фации (Кориковский, 1967а), хотя среднее содержание  $Al_{IV}$  (Добрецов и др., 1970) в роговых обманках эпидот-амфиболитовой фации значительно выше. При сравнении роговой обманки с каринтинами, характерными для эклогитов (Добрецов и др., 1970), выясняется, что она беднее  $Al_{IV}$ , но сопоставима с ними по железистости, содержанию  $Ti$  и  $Al_{VI}$ . Особенно обращает на себя внимание повышенное содержание  $Al_{VI}$ , которое, по заключению Е.А. Костюк, В.С. Соболева (1965) и Б.Е. Лика (1967), может свидетельствовать об условиях высоких давлений.

На наш взгляд, специфика состава роговой обманки из пород субфации дистен-ортоклазовых гнейсов Беломорья обусловлена не только высокими температурами (низкая железистость) и давлениями (высокое содержание  $Al_{VI}$ ), но также высоким потенциалом  $Ca$  и  $Si$  и низкой активностью щелочей (низкое содержание  $Al_{IV}$ , характерными для некоторых метаморфических процессов беломорского комплекса. На зависимость распределения  $Al$  от активности щелочей, с повышением которой увеличивается содержание  $Al_{IV}$ , указывали также В.С. Соболев и Е.А. Костюк (Добрецов и др., 1970). В породах Беломорья, по-видимому, следует выделить по крайней мере две группы роговых обманок, различающихся по составу и, вероятно, по геохимическим условиям метаморфизма. К одной группе следует отнести проанализированные роговые обманки субфации дистен-микроклиновых гнейсов и фации дистен-мусковитовых гнейсов, их аналогом в субфации дистен-ортоклазовых гнейсов скорее всего являются встречающиеся здесь зеленовато-бурые роговые обманки. Для них характерны общие закономерности эволюции состава роговых обманок при метаморфизме в условиях нормальной или повышенной активности щелочей. К другой группе, характеризующейся высоким содержанием актинолитового минала, относятся проанализированная роговая обманка из амфиболитов субфации дистен-ортоклазовых гнейсов и, по-видимому, часто встречающиеся бледно-зеленые актинолитовые роговые обманки в богатых  $Ca$  эклогитоподобных породах с эпидотом и скаполитом субфации дистен-микроклиновых и фации дистен-мусковитовых гнейсов, образованных в условиях повышенной активности  $Ca$  и  $Si$ .

## Пироксены

Ромбический пироксен - гиперстен - не характерен для пород Беломорья. Он встречен в одном случае в ассоциации с диопсидом, роговой обманкой, гранатом, биотитом, плагиоклазом и кварцем, причем гранат, биотит и роговая обманка являются более поздними, образовавшимися при мигматизации и преобразовании двупироксеновых пород в гранат-биотитовые гнейсы субфации кианит-ортоклазовых гнейсов. По оптическим свойствам это гиперстен с  $f = 30-35\%$ .

Моноклинный пироксен - диопсид, так же как гранат и кианит, наиболее типичный минерал метаморфических пород Беломорья. Ранее (М.М. Стенар и др., 1967 г.) все или большинство диопсидов в породах беломорского комплекса рассматривались в качестве реликтовых минералов гранулитовой фации метаморфизма. При дальнейшем более детальном изучении метаморфизма выяснилось, что такой вывод является неверным. Диопсид характерен как для гранулитовой фации (фации двупироксеновых гнейсов и субфации дистен-ортоклазовых гнейсов), так и для субфации дистен-микроклиновых и фации дистен-мусковитовых гнейсов. Состав его при изменении температурных условий метаморфизма меняется незначительно. Более того, несколько генера-



Таблица 12

Химический состав и кристаллохимические формулы  
моноклинных пироксенов (аналитик В.А. Доильнищина)

Окислы	33(8)	34(9)	35(10)	37(46)	38(48)	39(x)	40(45)
SiO <sub>2</sub>	52.61	52.63	52.63	50.90	51.60	50.83	51.33
TiO <sub>2</sub>	Сл.	0.30	0.06	0.63	0.48	0.40	0.17
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.54	4.09	2.52	4.73	4.95	3.71	2.82
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.98	-	1.84	0.72	1.56	1.12	0.87
FeO	6.53	6.53	7.90	8.93	9.22	8.85	6.17
MnO	0.07	0.12	0.03	0.14	0.14	0.15	0.20
MgO	13.23	13.51	12.49	12.10	10.07	12.23	14.03
CaO	20.50	21.28	20.33	19.39	20.33	19.81	22.86
Na <sub>2</sub> O	0.87	0.65	0.75	0.63	0.73	0.78	0.40
K <sub>2</sub> O	0.05	0.07	0.05	0.10	Сл.	0.05	-
H <sub>2</sub> O	0.48	0.26	0.24	0.41	0.25	0.18	0.45
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	0.09	-	0.036	-	-
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	-	0.043	-	0.033	-	-
П. п. п.	1.48	0.93	1.38	1.62	1.03	1.77	0.99
Сумма	100.34	100.37	100.35	100.30	100.43	99.88	100.29
f	24.0	22.7	26.0	29.0	35.0	28.0	20.0
F	26.7	22.7	30.0	30.6	37.4	31.0	21.2

## Кристаллохимические формулы

- 33 - (Na<sub>0,06</sub>Ca<sub>0,82</sub>Mg<sub>0,74</sub>Fe<sub>0,24</sub>Fe<sup>3+</sup><sub>0,03</sub>Al<sub>0,11</sub>)<sub>2,00</sub>(Al<sub>0,05</sub>Si<sub>1,95</sub>)<sub>2,00</sub>O<sub>6</sub>,
- 34 - (Na<sub>0,05</sub>Ca<sub>0,86</sub>Mg<sub>0,75</sub>Fe<sub>0,22</sub>Al<sub>0,12</sub>)<sub>2,00</sub>(Al<sub>0,05</sub>Si<sub>1,93</sub>Ti<sub>0,01</sub>)<sub>2,00</sub>O<sub>6</sub>,
- 35 - (Na<sub>0,06</sub>Ca<sub>0,83</sub>Mg<sub>0,70</sub>Fe<sub>0,25</sub>Fe<sup>3+</sup><sub>0,05</sub>Al<sub>0,11</sub>)<sub>2,00</sub>Si<sub>2,00</sub>O<sub>6</sub>,
- 37 - (Na<sub>0,05</sub>Ca<sub>0,79</sub>Mg<sub>0,68</sub>Fe<sub>0,28</sub>Fe<sup>3+</sup><sub>0,02</sub>Al<sub>0,18</sub>)<sub>2,00</sub>(Al<sub>0,03</sub>Si<sub>1,95</sub>Ti<sub>0,02</sub>)<sub>2,00</sub>O<sub>6</sub>,
- 38 - (Na<sub>0,06</sub>Ca<sub>0,83</sub>Mg<sub>0,57</sub>Fe<sub>0,30</sub>Fe<sup>3+</sup><sub>0,04</sub>Al<sub>0,20</sub>)<sub>2,00</sub>(Al<sub>0,02</sub>Si<sub>1,97</sub>Ti<sub>0,01</sub>)<sub>2,00</sub>O<sub>6</sub>,
- 39 - (Na<sub>0,06</sub>Ca<sub>0,81</sub>Mg<sub>0,70</sub>Fe<sub>0,28</sub>Fe<sup>3+</sup><sub>0,03</sub>Al<sub>0,12</sub>)<sub>2,00</sub>(Al<sub>0,05</sub>Si<sub>1,94</sub>Ti<sub>0,01</sub>)<sub>2,00</sub>O<sub>6</sub>,
- 40 - (Na<sub>0,03</sub>Ca<sub>0,92</sub>Mg<sub>0,78</sub>Fe<sub>0,19</sub>Fe<sup>3+</sup><sub>0,02</sub>Al<sub>0,06</sub>)<sub>2,00</sub>(Al<sub>0,07</sub>Si<sub>1,92</sub>Ti<sub>0,01</sub>)<sub>2,00</sub>O<sub>6</sub>.

Примечание. 33(8)... - цифра перед скобкой указывает номер пробы минерала, в скобках - номер пробы породы в табл. 7. 39(x) - межбужинный гранитоид гранат-диопсид-амфибол-кварцево-плагиоклазового состава, северный берег губы Домашней, химический анализ породы не проводился.

ций диопсида можно отметить в породах каждой фации метаморфизма. Например, в эклогитоподобных породах или амфиболитах, кроме диопсида, где он, как правило, образуется раньше или одновременно с роговой обманкой, встречается также вновь образованный вместе со скаполитом, эпидотом и богатым анортитом плагиоклазом диопсид, связанный с процессами кальциевого или кальциево-кремниевое метасоматоза. Кроме того, диопсиды обычно в гранатовой „рубашке“ встречаются в гранитоидах, как правило, не содержащих водных минералов и с незначительным содержанием щелочей, прежде всего  $K_2O$ .

Было проанализировано 7 проб моноклиновых пироксенов (табл. 12). К сожалению, невозможно было отобрать пироксены из лейкократовых кварцсодержащих эклогитоподобных пород, из которых были проанализированы гранаты (пробы 30–31); пироксен здесь образует мелкие зерна, содержание которых в породе невелико. Меланократовые эклогитоподобные породы представлены пробами 33–35, но, как уже раньше отмечалось, эти породы в разной мере затронуты наложенными процессами. Пироксен из типичной эклогитоподобной породы субфации дистен–микроклиновых гнейсов представлен пробой 37. В пробе 38, кроме граната, диопсида и плагиоклаза, содержатся также эпидот и скаполит. Одна проба пироксена (проба 39) была отобрана из гранат–диопсид (с амфиболом)–плагиоклазового гранитоида, заполняющего межбуждинные пространства в полосчатых породах. Полосы представлены гранат–пироксеновыми амфиболитами (проба 43) и эклогитоподобными породами с эпидотом и скаполитом (проба 38). Проанализирован также пироксен из скарноподобной породы (проба 40).

Все пироксены относятся к ряду диопсид–геденбергит с небольшим содержанием авгитовой молекулы. За исключением пробы 38 ( $f = 35.0\%$ ), в других диопсидах железистость постепенно увеличивается при понижении метаморфизма в пределах 20–29%. Диопсиды содержат небольшое варьирующее количество Na (0.05–0.06 до 0.03 ф.ед.),  $Fe^{3+}$  (0.02–0.05 ф.ед.) и Al (0.11–0.22 ф.ед.).

Следует отметить, что диопсид и гранат из скарноподобных, а также из регионально метаморфизованных пород имеют близкий состав.

### Кианит

Кианит в породах беломорского комплекса является „сквозным“ минералом, характерным для всех метаморфических фаций и субфаций – дистен–ортоклазовой, дистен–микроклиновой и дистен–мусковитовой. В гнейсах субфации дистен–ортоклазовых и дистен–микроклиновых гнейсов характерны его ассоциации с калиевым полевым шпатом, в фации дистен–мусковитовых гнейсов кианит сохраняется в условиях пониженного потенциала калия, мусковит здесь может отсутствовать. Ассоциация кианита с мусковитом, микроклином и кварцем характерна для границы фаций дистеновых и дистен–мусковитовых гнейсов.

Принадлежность мелкоагрегатного кианита в мелкозернистых кианит–гранат–биотитовых гнейсах к субфации дистен–ортоклазовых гнейсов можно показать на основании следующих фактов: образование кианита связано с высокотемпературными процессами мигматизации, о чем свидетельствует присутствие в метатекте и жилках гранита ортоклаза; кроме того, кианит этой генерации наблюдается во включениях в гранате, по составу характерном для субфации дистен–ортоклазовых гнейсов.

Нами было проанализировано два кианита из кианит–гранат–биотитовых гнейсов субфации дистен–микроклиновых гнейсов (табл. 13). Определения



Таблица 13

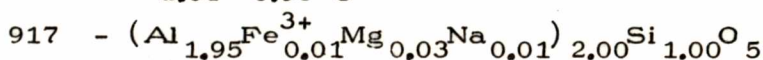
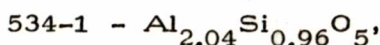
Химический состав кианитов (аналитик В.А. Доильнищина)

Номер образца	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO
534-1	35.64	-	63.81	0.19	-	-
917	36.81	-	60.60	0.42	0.28	-

Таблица 13 (продолжение)

Номер образца	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	П. п. п.	Сумма
534-1	-	Сл.	Сл.	-	0.18	0.45	100.27
917	0.68	0.25	0.25	0.05	0.60	0.53	100.47

Кристаллохимические формулы



Примечание. 534-1 - кианит-гранат-биотитовый гнейс, южный берег оз. Энгозера; 917 - кианит-гранат-биотитовый гнейс, южный берег губы Поньгомы, Белое море.

оптических констант ( $2V = -(82-83)^\circ$ ),  $n_g = 32^\circ$ ,  $n_g = 1.728-1.730$ ,  $n_p = 1.710-1.712$ ,  $n_g - n_p = 0.016-0.018$ ), а также параметров решетки кианитов различных фаций метаморфизма показали их полнейшее сходство. Вероятно, для выявления различий в составе или структуре кианитов из пород разных фаций метаморфизма нужны более тонкие методы исследования.

### Кальцит

При изучении кальцита выяснилось содержание в нем MgO, которое по данным Графа и Гольдсмита (Graf, Goldsmith, 1955), связано с температурой, и, таким образом, может быть использовано как геотермометр (Graf, Goldsmith, 1958; Иоффе, 1966).

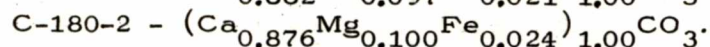
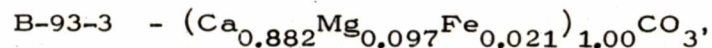
Из кальцифиров района губы Поньгомы пять кальцитов было подвергнуто рентгеноструктурному анализу; для двух из них был сделан химический анализ (табл. 14). В кальците из кальцифира оз. Березового, судя по величине межплоскостных расстояний ( $d_{10\bar{1}4} = 3.00$  и  $d_{30\bar{3}0} = 1.435$ ), содержится 11% магнезита (Михеев, 1957). Кальциты из диопсидового кальцифира о. Шангострова и шпинель-диопсид-оливиновых кальцифиров о. Голоменные Юзменги,

Номер образца	$\text{SiO}_2$	$\text{TiO}_2$	$\text{Al}_2\text{O}_3$	$\text{Fe}_2\text{O}_3$	$\text{FeO}$	$\text{MnO}$	$\text{MgO}$	$\text{CaO}$
В-93-3	-	-	0.36	0.17	1.02	0.29	3.90	49.56
С-180-2	Сл.	-	0.51	0.14	1.30	0.18	4.03	49.40

Таблица 14 (продолжение)

Номер образца	$\text{Na}_2\text{O}$	$\text{K}_2\text{O}$	$\text{H}_2\text{O}$	П. п. п.	Сумма	$\text{MgCO}_3$	
						химический анализ	рентгеноструктурный
В-93-3	0,06	0,02	0,34	43,99	99,71	9,7	10,0
С-180-2	0,05	0,04	0,22	44,05	99,92	10,0	10,0

Кристаллохимические формулы



Примечание. В-93-3 - шпинель-диопсид-оливиновый кальцифир, о. Голоменные Юзменги, губа Поньгома, Белое море;  
С-180-2 - диопсидовый кальцифир, о. Шангостров, губа Домашняя, Белое море.



по данным химического анализа (табл. 14), содержат соответственно 10,0 и 9,7% магнезита. Однако фазовый анализ на аппарате ДРОН-1 показал присутствие двух фаз: кальцита с содержанием 10 и 3% магнезита; возможно, присутствием второй фазы объясняется пониженное содержание магнезита при химических определениях. В кальците из зоны разгнейсования кальцифиров на оз. Березовом содержится около 4,5% магнезита. Кальцит здесь ассоциирует с тремолитом и флогопитом. В кальцифирах о. Мраморного рентгеновским анализом был определен доломит ( $d_{1074}=2,9$ ,  $d_{3030}=1,436$ ).

### Скаполит

Скаполиты довольно часто встречаются в эклогитоподобных породах субфаций дистен-ортоклазовых, дистен-микроклиновых и фации дистен-мусковитовых гнейсов, а также в некоторых амфиболитах, в скарноподобных породах, иногда в мигматизированных и гранитизированных основных породах. Скаполит, как правило, является поздним минералом, развивающимся по плагиоклазу, однако его образование не следует связывать с диафорическими процессами, характеризующимися более низкотемпературными условиями. Скаполитизация фиксирует характер процесса, его геохимию в рамках каждой метаморфической фации. Особенно характерно образование скаполита при процессах кальциево-кремниевое метасоматоза. Скаполит здесь встречается в ассоциации с основным плагиоклазом, эпидотом, с диопсидом новой генерации, кальциевым гранатом, сфеном, развивающимся по рутилу или рудному минералу, актинолитовой роговой обманкой и кварцем. Но часто скаполитизация отмечается и вне связи с этим процессом.

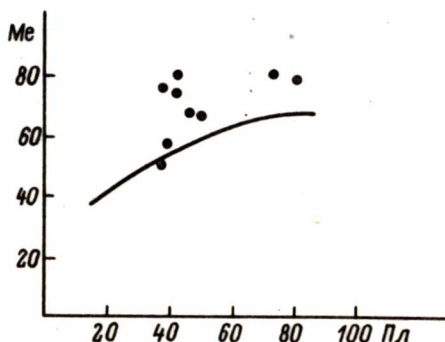
Имеющиеся к настоящему времени данные по равновесию сосуществующих скаполита и плагиоклаза свидетельствуют как о возможном существовании равновесия между ними (Коржинский, 1945; Барт, 1956; Маракушев, 1965) так и о его отсутствии (Shaw, 1960; Дымкин и др., 1967). Нами были получены некоторые предварительные данные о составе скаполита и ассоциирующего с ним плагиоклаза из пород разных фаций метаморфизма. Можно отметить, что скаполит в породах Беломорья имеет основной состав 76-80% Me, редко до 50-68% Me, и, как правило, основного ассоциирующего с ним плагиоклаза (табл. 15). Наиболее часто встречается ассоциация Пл<sup>38-42</sup> С<sup>76-78</sup> и Пл<sup>47-50</sup> С<sup>66-67</sup>. Реже встречаются ассоциации Пл<sup>38-39</sup> С<sup>50-63</sup> и Пл<sup>72-81</sup> С<sup>78-80</sup> (табл. 15). Закономерности в ассоциации плагиоклаза и скаполита пока неясны (рис. 33), трудность их установления заключается в том, что для плагиоклаза характерны иногда большие вариации состава в шлифе (обр. В-98-2а - 58-80% An, обр. В-74-2 - 72-84% An), поэтому нужны надежные петрографические или микроструктурные критерии для уточнения состава плагиоклаза, с которым ассоциирует данный скаполит.

### Плагиоклаз

Для пород каждой фации метаморфизма описываемого района характерен самый разнообразный состав плагиоклаза (23-95% An). В немалой степени это обусловлено процессами кальциевого и кальциево-кремниевое метасоматоза. Особенности состава плагиоклаза для каждой петрографической группы были отмечены при их характеристике (табл. 3 и 5). Следует

еще раз обратить внимание на то, что в глиноземистых гнейсах, прежде всего в кианитовых и богатых калием разновидностях, состав плагиоклаза при эволюции метаморфизма варьирует от 28 до 33%, в редких случаях снижается до 22–26%. Обычно плагиоклаз в гранат-биотитовых гнейсах более основной (до 42% Ан), чем в кианитовых, и метасоматическое преобразование гранат-биотитовых гнейсов в кианитовые сопровождается деанортитизацией плагиоклаза. В породах

Рис. 33. Диаграмма сопоставления составов сосуществующих плагиоклазов и скаполитов. На диаграмму нанесена корреляция составов, по А. А. Маракушеву (1965).



основного состава, не затронутых метасоматическими процессами с участием кальция, состав плагиоклаза меняется от олигоклаза до анортита. Анализ парагенезисов наиболее раннего метаморфизма фации двупироксеновых гнейсов свидетельствует о том, что такие вариации обусловлены различием состава первичных пород, среди которых широким распространением пользуются разновидности, состоящие из диопсида и плагиоклаза (пабрадора и битовнита). В целом можно отметить, что вне зависимости от развития метасоматических процессов с участием кальция при понижении степени метаморфизма в породах Беломорья основность плагиоклаза не меняется или снижается незначительно.

### Калиевый полевой шпат

В гнейсах калиевый полевой шпат в ассоциациях с кианитом чаще встречается вблизи жил гранитов или тонких прожилков метатекта, содержащих калиевый полевой шпат. Содержание его в гнейсах обычно невелико, поэтому мономинеральную фракцию для определения степени триклинности рентгеноструктурным анализом выделить затруднительно. Был проанализирован калиевый полевой шпат только из кианит-микроклин-мусковит-гранат-биотитового гнейса. В некоторых случаях для установления структурных различий в породах разных ступеней метаморфизма пришлось ограничиться оптическими измерениями. В табл. 16 для сравнения приведены оптические свойства и данные рентгеноструктурного изучения калиевых полевых шпатов из жильных гранитов, ассоциирующих с глиноземистыми гнейсами.



Таблица 15

Состав сосуществующих скаполитов и плагиоклазов

Номер образца	$\frac{No + Ne}{2}$ скапо- лита	Содержание мей- онита в скаполи- те, мол. %	Среднее содержа- ние анортита в плагиоклазе, мол. %
В-98-2а	1.574	78-80	72-73
В-74-2а	1.575	78	80-81
1180	1.572	76-77	42
1173	1.573	78	42
606-4	1.573	78	38
В-92	1.563	63	38-39
2317	1.560	50	38
В-81	1.566	66	47-48

Примечание. В-98-2а - эклогитоподобная порода с цоизитом и скаполитом, о-ва Голоменные Юзменги, Белое море; В-74-2а - аналогичная порода, содержащая, кроме того, роговую обманку, о. Воньговский Березовец, губа Воньга на Белом море; 1180 - гранатовый амфиболит со скаполитом, район оз. Пайозеро; 1173 - полевошпатовый амфиболит с эпидотом и скаполитом, район оз. Пайозеро; 606-4 - гранат-диопсидовый амфиболит с эпидотом и скаполитом, оз. Овечье; обр. В-92 - эклогитоподобная порода с роговой обманкой и скаполитом, о-ва Калнаволошки, Белое море; 2317 - эклогитоподобная порода с роговой обманкой, скаполитом, эпидотом и карбонатом, район оз. Пайозеро; В-81 - эклогитоподобная порода с эпидотом и скаполитом, губа Домашняя, Белое море.

Для пород субфации дистен-ортоклазовых гнейсов характерны нерешетчатые микропертиты - высокие ортоклазы (Марфуни, 1962), с углом  $2V_{Np} = 50-60^\circ$ , такие же ортоклазы наблюдаются в жильных гранитах ( $\Delta\rho = 0$ ,  $2V_{Np} = 60-61^\circ$ ). Иногда можно видеть, как по микропертитам образуется решетчатый микроклин, такой переход характерен для катаклазированных гнейсов. В породах субфации дистен-микроклиновых гнейсов распространен неяснорешетчатый калиевый полевой шпат - промежуточный микроклин (Марфуни, 1962) с  $2V_{Np} = 69-72^\circ$ . В ассоциирующих с гнейсами жильных гранитах  $2V_{Np}$  калиевого полевого шпата выше  $79-82^\circ$ ,  $\Delta\rho = 0.80$ . Калиевый полевой шпат в ассоциации с кианитом и мусковитом представлен крипторешетчатым микроклином ( $\Delta\rho = 0.89$ ,  $2V_{Np} = 87-88^\circ$ ).

Сравнение калиевых полевых шпатов из пород разных фаций метаморфизма показывает, что они отчетливо различаются и, таким образом, могут быть использованы для определения степени метаморфизма.

Таблица 16

Оптические свойства калиевых полевых шпатов из гнейсов и гранитов

Номер шлифа	Координаты полюсов спайности			Плоскости спайности	$2V_{Np}^x$	Степень триклинности	Характеристика минерала (Марфунин, 1962)	% Ан в Пл
	$Ng$	$Nm$	$Np$					
655	89	2	88	(001)	56-58	-	Нерешетчатые микропертиты - высокие ортоклазы	31-33
	80	0	90	(001)	58-59	-		
649-3	5	85	87	(010)	58-60	-		29-31
	6	84	87	(010)	59	-		
675-5	90	0	90	(001)	57-58	-		30-32
	88	3	87	(001)	58	-		
649-3a	90	0	90	(001)	60-61	0		30-33
B-629-1	13	85	79	(130)	70-72	-	Неясно решетчатый промежуточный микроклин	30-32
	-	-	-	-	69	-		
	-	-	-	-	71-72	-		
B-629-3	81	11	85	(001)	79-80	-	Решетчатые промежуточные микроклины	20-22
	81	10	83	(001)	80	-		
	79	13	84	(001)	80	-		
B-57-8	83	13	80	(001)	-	0,80		22-23
	81	11	84	(001)	81-82	0,80		
	80	12	84	(001)	81-82	0,80		
443-1	75	76	22	(100)	87-88	0,86	Крипторешетчатый микроклин	28-29
	79	16	79	(001)	88	0,89		

Примечание. 655, 649-3, 675-5 -- кианит-гранат-биотитовый гнейс с калиевым полевым шпатом, губа Нечаева, Белое море; 649-3a - аплитовидный гранит, там же; B-629-1 - кианит-гранат-биотитовый гнейс с калиевым полевым шпатом, устье р. Куземы; B-629-3 - микроклиновый гранит, там же; B-57-8 - микроклиновый гранит с кианитом и гранатом, губа Воньга на Белом море; 443-1 - кианит-мусковит-гранат-биотитовый гнейс с калиевым полевым шпатом, к юго-западу от ст. Куземы.



## Минералы группы эпидота и оливина

Минералы группы эпидота встречаются в породах основного состава во всех фациях, но среди биотитовых и биотит-амфиболовых гнейсов они появляются только в условиях фации дистен-мусковитовых гнейсов. В наиболее высокотемпературных условиях встречаются цоизит или клиноцоизит (табл. 5), в породах субфации дистен-микроклиновых и фации дистен-мусковитовых гнейсов – клиноцоизит и пистацит. Оливин был встречен только в кальцифирах. По оптическим свойствам он относится к хризолиту с  $f = 20\%$ .

### Корреляция железистости сосуществующих железомagneзиальных минералов

Для изучения метаморфизма пород беломорского комплекса центральной части Западного Беломорья, в которых отсутствует индекс-минералы, определяющие степень метаморфизма, важную роль приобретает выявление закономерностей распределения Fe и Mg между сосуществующими минералами.

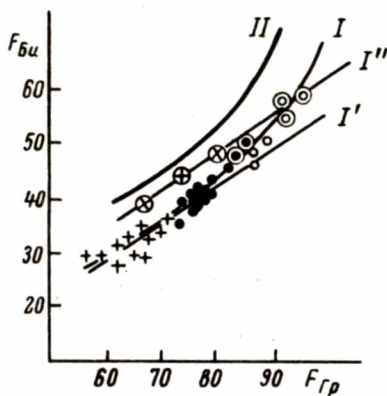
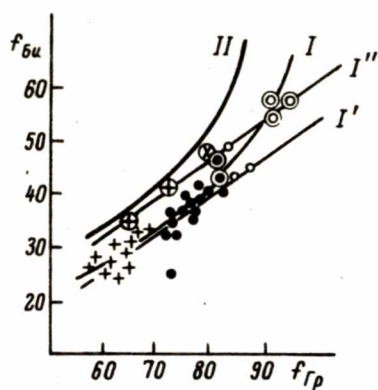
Корреляционные диаграммы железистости сосуществующих минералов по другим метаморфическим комплексам приведены во многих работах (Лутц, 1964; Другова, Глебовицкий, 1965; Маракушев, 1965; Кориковский, 1967а; Добрецов и др., 1970, и др.), однако породы беломорского комплекса и условия их метаморфизма отличаются некоторой спецификой. Кроме того, как уже подчеркивалось, есть различия и в железистости минералов. Имеющийся фактический материал позволяет построить корреляционные диаграммы железистостей сосуществующих железомagneзиальных минералов для пород данного района.

**Гранат-биотит.** Большинство представленных гранат-биотитовых пар принадлежат глиноземистым гнейсам разных фаций метаморфизма, а также ортогнейсам и биотитизированным эклогитоподобным породам. Вариации содержания кальция в гранатах этих пород значительные (6.2–27.8%), однако заметного влияния на характер общей корреляционной зависимости они, по-видимому, не оказывают. Соотношение железистости сосуществующих гранатов и биотитов показывает достаточно четкую корреляцию, согласно которой при понижении степени метаморфизма (рис. 34, а) железистость сосуществующих гранатов и биотитов постепенно увеличивается. Целесообразно дифференцировать общую массу гранат-биотитовых пар и выделить группу ортогнейсов и биотитизированных эклогитоподобных пород, для которых будет характерна своя корреляция (рис. 34, а), отличающаяся несколько большей железистостью биотита при фиксированной железистости граната.

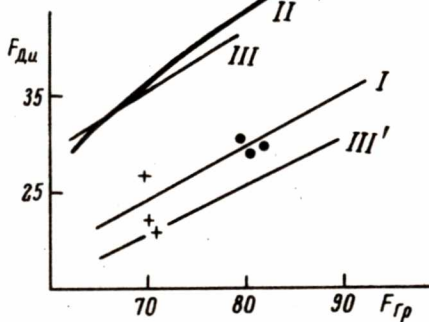
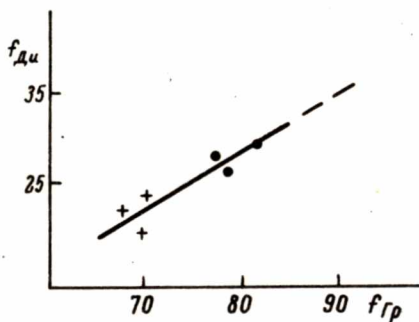
Если мы сравним полученные корреляции с аналогичными обобщающими диаграммами по другим регионам (Маракушев, 1965; Кориковский, 1967а), то можно заметить, что они отличаются смещением влево, т.е. определенной железистости граната в породах Беломорья соответствуют менее железистые биотиты (рис. 34, а).

Для выяснения возможного влияния состава пород на железистость минералов для некоторых гранат-биотитовых пар была проведена их корреляция (Володичев, 1971). Было отмечено, что в пределах каждой фации метаморфиз-

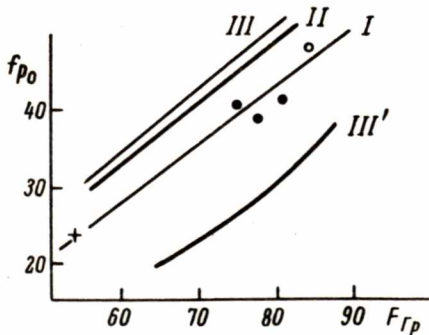
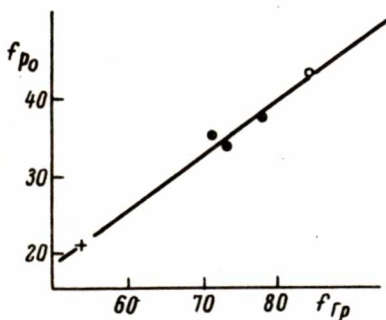
а



б



в



+ 1    • 2    ○ 3    ⊗ 4    ⊕ ⊙ ⊖ 5

Рис. 34. Диаграммы зависимости железнотостей  $F$  и  $f$  сосуществующих гранатов-биотитов (а), диопсидов (б) и роговых обманок (в).

Минералы из пород беломорского комплекса: 1-4. - из глиноземистых гнейсов субфации дистен-ортоклазовых гнейсов (1), субфации дистен-микроклиновых гнейсов (2), фации дистен-мусковитовых гнейсов (3) и фиксирующей границу фаций дистеновых и дистен-мусковитовых гнейсов (4); 5 - из гранат-биотитовых ортогнейсов и биотитизированных эклогитоподобных пород.  $f$  - общая зависимость для пород беломорского комплекса ( $f'$  - для глиноземистых гнейсов;  $f''$  - для биотитизированных эклогитоподобных пород и ортогнейсов). Для сравнения нанесены зависимости для пород других комплексов: II - гранулитовой фации, по А.А. Маракушеву (1965); III - гранулитовой фации, по Н.В. Соболеву (1964); III' - эклогитовой фации, по Н.В. Соболеву (1964).



ма в породах с большей железистостью содержатся более железистые минералы. Это дало основание провести корреляцию сосуществующих минералов с учетом железистости породы:  $f_{Гр} / f_{пор}$  и  $f_{Бц} / f_{пор}$ . В результате значительного перераспределения точек между различными фациями не наблюдалось, но в поле субфации дистен-ортоклазовых гнейсов попадают некоторые породы (пробы 11, 12; табл. 9 и 10), сопоставимые с ними по геологическому положению и петрографическому составу. Использование такой корреляции позволяет более объективно рассматривать в одной фациальной группе породы, содержащие однотипные минералы с различной железистостью. Например, гранаты и биотиты из гранат-биотитовых ортогнейсов имеют большую железистость, чем те же минералы из глиноземистых гнейсов, а значение  $f_{Гр} / f_{пор}$  и  $f_{Бц} / f_{пор}$  для этих групп близки. Использование характеристик  $f_{Бц} / f_{пор}$  более четко определяет также зависимость между ними и содержанием в биотитах  $Ti$ , а также  $V$  и  $Cr$  (Володичев, 1971). Вопрос о влиянии железистости пород на железистость минералов и об учете этого влияния при восстановлении термодинамических условий метаморфизма на основе состава железомagneзиальных минералов, на наш взгляд, требует дальнейшего изучения.

**Гранат-диопсид.** Корреляция граната и диопсида изучалась только для эклогитоподобных пород, не подверженных интенсивной биотитизации и амфиболитизации. В соответствии с полученной зависимостью при уменьшении степени метаморфизма возрастает железистость граната и сосуществующего с ним диопсида (рис. 34, б). Сравнение корреляции гранат-диопсид в беломорских породах с аналогичной корреляцией, приведенной в работе А.А. Маракушева (1965) и обобщающей данные по другим комплексам, а также с диаграммами соотношения  $F$  гранатов и диопсидов из пород гранулитовой и эклогитовой фаций (Соболев, 1964) показывает, что гранат и диопсид из беломорских пород ближе по составу породам эклогитовой фации (рис. 34, б).

**Гранат-роговая обманка.** Корреляция железистости сосуществующих гранатов и роговых обманок в амфиболитах Беломорья более четкая (рис. 34, в), чем гранатов и диопсидов, причем их корреляционные линии оказываются параллельными, при этом гранату с фиксированной железистостью соответствует роговая обманка с железистостью выше, чем у диопсида. Сравнение с аналогичными диаграммами по другим комплексам (Маракушев, 1965), а также с диаграммами минералов из пород гранулитовой и эклогитовой фаций (Соболев, 1964) свидетельствует о том, что корреляционная линия, построенная для пород Беломорья, смещена в сторону пород эклогитовой фации (рис. 34, в).

Таким образом, в породах Беломорья устанавливаются достаточно четкие корреляционные зависимости железистостей сосуществующих минералов, которые на диаграммах характеризуются смещением к линиям корреляции минералов эклогитовой фации. Это также, по-видимому, можно использовать как дополнительный признак метаморфизма в условиях повышенных давлений.

## Г л а в а У I

### МЕТАМОРФИЗМ ФАЦИИ ДИСТЕНОВЫХ ГНЕЙСОВ

Прежде чем перейти к характеристике метаморфизма фации дистеновых гнейсов, остановимся на некоторых общих особенностях метаморфизма пород беломорского комплекса, на принципах выделения в его составе пород разных метаморфических фаций, а также кратко охарактеризуем проявления наиболее раннего метаморфизма фации двупироксеновых гнейсов.

#### Общие особенности метаморфизма

Для понимания особенностей метаморфизма пород беломорского комплекса центральной части Западного Беломорья наибольший интерес представляют три петрографические группы пород: глиноземистые гранат-биотитовые и кианит-гранат-биотитовые гнейсы, различные по составу амфиболиты, а также эклогитоподобные и связанные с ними взаимопереходами эклогитовые породы.

Среди глиноземистых гнейсов данного района не распространены ассоциации кианита со ставролитом, кордиеритом и силлиманитом, но они появляются в смежных районах. Отдельные находки ставролита среди кианитовых гнейсов встречены Ю.И. Сыстрой в районе Пиземских озер, а на побережье Белого моря к северо-западу от Сухой губы был обнаружен силлиманит. Эти минералы, а также кордиерит более широко распространены в Северо-Западном Беломорье (Судовиков, 1948; Шуркин и др., 1962; Дук, 1967, и др.). В юго-западной части беломорид (рис. 4) ставролитсодержащие кианитовые гнейсы встречаются в полосе, прилегающей к нижнепротерозойским образованиям, которые, как было показано ранее (гл. II), метаморфизованы в условиях умеренных давлений. Учитывая специфику метаморфизма в карельских и беломорских образованиях, приуроченность ассоциаций со ставролитом, кордиеритом и силлиманитом в беломорских гнейсах к районам проявления ранней фазы карельской складчатости, а также наложенный характер этой минерализации, на что еще раньше указывали К.А. Шуркин (1964) и другие исследователи, можно заключить, что ассоциации в ставролит-, силлиманит- и кордиеритсодержащих кианит-гранат-биотитовых гнейсах являются неравновесными и возникли при участии их в метаморфизме в нижнем протерозое.



Предварительный анализ минеральных ассоциаций пород центральной части Западного Беломорья, основанный на их петрографическом изучении, позволяет выделить некоторые отличительные особенности, характеризующие общие термодинамические условия метаморфизма. К ним относятся широкое развитие парагенетических ассоциаций с кианитом в глиноземистых гнейсах, граната и диопсида с плагиоклазом и кварцем в основных и даже некоторых кислых по составу породах, роговой обманки с гранатом и диопсидом в амфиболитах и отсутствие ассоциации с гиперстеном, кордиеритом, силлиманитом, ставролитом, хлоритоидом и хлоритом в глиноземистых гнейсах, с гиперстеном — в эклогитоподобных породах и с куммингтонитом — в амфиболитах. Такой характер минеральных ассоциаций на современных схемах метаморфических фаций (Маракушев, 1965, 1968; den Tex, 1965; Waard, 1965; Добрецов и др., 1966, 1970; Hietanen, 1967; Винклер, 1969; Глебовицкий, 1973, и др.) независимо от положения линии равновесия кианит-силлиманит и невариантной точки силлиманит-андалузит-кианит, различного по экспериментальным и теоретическим данным разных авторов (Clark et al., 1957; Хитаров и др., 1963; Соболев, 1963; Bell, 1963; Althaus, 1967; Перчук, 1970; Richardson et al., 1969 и др.), свидетельствует о метаморфизме пород центральной части Западного Беломорья в условиях средних температур и высоких давлений. Как заметил Кориковский (1969), обобщивший материалы по особенностям минеральных ассоциаций при метаморфической зональности различных типов метаморфизма, породы, метаморфизованные в таких условиях, „на современном эрозионном срезе до сих пор не описывались“ (с. 121).

Однообразие минеральных ассоциаций и отсутствие индекс-минералов, которые могли бы свидетельствовать о различиях термодинамических условий метаморфизма в пределах выделенной РТ-области, создают впечатление изофациальности пород, метаморфизованных в амфиболитовой фации. На это указывают также отсутствие чарнокитовых или эндербитовых ассоциаций, характерных для мигматизации в условиях гранулитовой фации (Климов и др., 1964; Поповинкина, Наливкина, 1964; и др.), и широкое распространение ассоциаций мусковита с кварцем, устойчивых в амфиболитовой фации, как следует из экспериментальных работ (Segnit, Kennedy, 1961; Винклер, 1969) и геологических данных по метаморфическим комплексам разной глубинности (Miyashiro, 1961; Маракушев, 1965; Hietanen, 1967, и др.).

Однако некоторые противоречия петрологического характера (взаимоисключающие ассоциации  $Ki + Kпш$  и  $Mu + Kв$ ), а также отмеченные ранее петрографические и геологические наблюдения предполагали вариации температуры и давления. В этих условиях конкретное выяснение фациальной принадлежности пород и прослеживание метаморфической эволюции стало возможным после детального изучения сосуществующих железомagneзиальных минералов переменного состава, устойчивых в широких пределах температуры и давления, и их парагенетического анализа. К таким минералам в данном районе относятся гранат, биотит, диопсид и роговая обманка. Для более целенаправленного их изучения в качестве исходных признаков фациальной принадлежности пород были использованы наметившиеся петрографические различия (гл. IV) пород разных фаций метаморфизма, а также их структурная приуроченность к складкам разных генераций.

Основой для выделения метаморфических фаций в породах беломорского комплекса явился парагенетический анализ однотипных ассоциаций в глиноземистых гнейсах разных условий метаморфизма.

По составу гранаты и биотиты из кианит-гранат-биотитовых и гранат-биотитовых гнейсов центральной части Западного Беломорья отчетливо подразделились на три обособленные группы, которые в соответствии с общими закономерностями изменения состава гранатов и биотитов при метаморфизме



(Kretz, 1959; A. Engel, C. Engel, 1962; Другова и Глебовицкий, 1965; Маракушев, 1965; Кицуп, 1966; Кориковский, 1967а; Добрецов и др., 1970, и др.) характеризуют температурные условия гранулитовой, амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций. Применение гранат-биотитового геотермометра (Перчук, 1970) подтверждает их температурные различия. В каждой группе среди кианитовых гнейсов были выделены ассоциации с калиевым полевым шпатом и (или) мусковитом. Для пересыщенных  $K_2O$  гнейсов эпидот-амфиболитовой фации характерны ассоциации кианита с мусковитом, для пограничной с амфиболитовой фацией области – ассоциации кианита с калиевым полевым шпатом и мусковитом. Последняя ассоциация отражает условия, близкие к моновариантному равновесию  $Ki + Kпш = Mu + Kв$ , для которого в отличие от равновесия  $Сил + Kпш = Mu + Kв$  (Segnit, Kennedy, 1961; Винклер, 1969; Перчук, 1970, и др.) характерны более высокое давление и более низкая температура, как это ранее предполагал А.А. Маракушев (1965).

Поскольку реакция  $Ki + Kпш = Mu + Kв$  используется нами в качестве границы между амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фациями, то для дальнейшего подразделения пород беломорского комплекса по степени метаморфизма, характеризующегося условиями высоких давлений, наиболее приемлемая схема метаморфических фаций, предложенная группой В.С. Соболева (Добрецов и др., 1966, 1970), которая отличается от других современных схем, в частности, тем, что в ней выделены фации метаморфизма высоких давлений. В соответствии с ней в беломорском комплексе изученного района распространены породы фации двупироксеновых гнейсов, или собственно гранулитовой фации умеренных давлений, фации дистен-мусковитовых сланцев (гнейсов) и фации дистеновых гнейсов и амфиболитов.

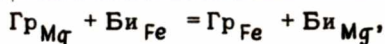
Породы фации дистеновых гнейсов подразделяются на субфации дистен-микроклиновых и дистен-ортоклазовых гнейсов, являющиеся температурными аналогами амфиболитовой и гранулитовой фаций. Разделяющее их моновариантное равновесие отсутствует, однако изменение условий метаморфизма отчетливо фиксируется по структурным превращениям калиевого полевого шпата: для температурного интервала субфации дистен-микроклиновых гнейсов характерен микроклин, для субфации дистен-ортоклазовых гнейсов – ортоклаз. Полученный петрологический материал свидетельствует об индивидуальности ассоциаций этих субфаций, которая подчеркивается различиями петрографических особенностей и состава минералов, отражающими различные физические условия метаморфизма. Кроме того, анализ истории геологического развития района показывает, что периодам метаморфизма субфации дистен-ортоклазовых и дистен-микроклиновых гнейсов соответствуют разные этапы геологического развития беломорского комплекса.

На основании геолого-структурного изучения в породах беломорского комплекса были выявлены изофациальные с глиноземистыми гнейсами амфиболиты, эклогитоподобные породы и гранат-биотитовые гнейсы кислого ряда (чаще всего ортогнейсы). Как и в глиноземистых гнейсах, минералы в однотипных ассоциациях разных фаций метаморфизма различаются по составу, при этом распределение Fe и Mg в них подчинено общей закономерности с глиноземистыми гнейсами. Так, среди амфиболитов, эклогитоподобных пород и гранат-биотитовых ортогнейсов были выделены ассоциации субфаций дистен-ортоклазовых и дистен-микроклиновых гнейсов и фации дистен-мусковитовых гнейсов.

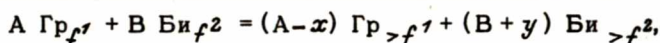
Изучение метаморфических процессов в породах Беломорья показало, что минералы являются чувствительными индикаторами, хорошо реагирующими на смену термодинамических или геохимических условий метаморфизма. Поскольку большинство пород в большей или меньшей степени подвержено диафорическим изменениям, можно ожидать появления в породах разных генераций минералов в виде самостоятельных индивидов или зональных кристал-



лов, что и отмечается при изучении шлифов. Следовательно, надо учитывать, что при отсутствии более тонких методов изучения химизма минералов анализ отобранных под биноклем мономинеральных фракций часто не может дать нам информацию об их истинном составе в данных условиях метаморфизма, он фиксирует, очевидно, среднестатистический состав минерала ранней и перекристаллизованной генерации. Минеральные ассоциации, являясь в целом неравновесными, вероятно, представляют собой сочетание равновесных ассоциаций раннего и наложенного метаморфизма. В этих условиях постепенно меняющийся состав минералов отражает степень их перекристаллизации или степень участия пород в наложенных процессах. Такой зависимости благоприятствует сопряженное изменение железистости сосуществующих железомagneзиальных минералов: Гр – Би, Гр – Ро, Гр – Ди (рис. 34), указывающее на то, что при эволюции метаморфизма распределение между минералами идет не по принципу простого обмена типа



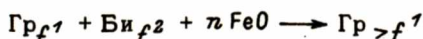
а по принципу смещенного равновесия (Маракушев, 1965) типа



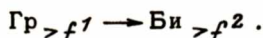
где А, В и (А – х), (В + у) – количество минералов в первоначальной и перекристаллизованной породе.

Таким образом, при сопряженном увеличении железистости минералов перераспределение Fe и Mg между ними может осуществляться за счет изменения содержания минералов в породе.

Как показывает изучение беломорских пород, вторая реакция складывается из различного сочетания промежуточных реакций, отражающих геохимическую направленность процесса. В качестве наиболее типичного примера можно привести изменение глиноземистых гнейсов, когда на первой стадии идет преобразование согласно реакции



с последующей биотитизацией граната



Нередко приходится констатировать, что процесс преобразования остается незавершенным и проявлен одним из этапов.

По характеру метаморфизм субфации дистен–ортоклазовых гнейсов и диатроических процессов сочетает в себе явления изохимического и метасоматического метаморфизма, последний нередко играет определенную роль в формировании минеральных парагенезисов. Это придает ему некоторые специфические особенности, но закономерности в соотношении Fe и Mg в минералах, используемые в качестве основного критерия для установления условий метаморфизма, аналогичны как в ассоциациях метасоматического, так и изохимического метаморфизма. Доказательством этому может служить богатый фактический материал, который позволяет сравнить состав минералов из пород разного генезиса в беломорском комплексе и в докембрийских образованиях других районов.

При характеристике геологии района губы Поньгомы нами был выделен домигматитовый период развития, характеризующийся метаморфизмом фации двупироксеновых гнейсов, или собственно гранулитовой фации. Выявление домигматитовых ассоциаций представляет большую важность, так как они информируют не только об особенностях метаморфизма этого периода, но и дают сведения о первоначальном литологическом и химическом составе комплекса, претерпевшего в последующие этапы существенные изменения при наложении процессов мигматизации и метасоматоза. В участках наименьшей мигматизации породы с домигматитовыми ассоциациями были неоднократно подвержены диафторическим процессам. Изучение последовательности образования минералов позволяет сделать вывод, что такие минералы, как гранат, биотит и роговая обманка, в районе губы Поньгомы в основном являются вторичными, образовавшимися в период широкого развития процессов мигматизации и ультраметаморфизма.

Как наиболее ранние были определены ассоциации пироксена и плагиоклаза с кварцем и без кварца с различными соотношениями темноцветных минералов. К ним относятся ассоциации Ди-Пл<sub>70-75</sub> в эклогитоподобных породах с содержанием диопсида до 30%, где процесс образования граната находится в самой начальной стадии развития (рис. 18), ассоциация Ди-Пл<sub>38-42</sub> Кв в подверженных слабой гранатизации лейкократовых диопсид-плагиоклазовых породах или гнейсах с содержанием диопсида не более 8-15%, наконец, ассоциация Гип<sub>30-35</sub>-Ди<sub>20-25</sub>-Пл<sub>30-32</sub>-Кв в двупироксеновых лейкократовых (содержание цветных минералов до 10%) гнейсах, подверженных последующим процессам гранатизации, амфиболитизации и биотитизации.<sup>1</sup> К ранним ассоциациям, по-видимому, следует отнести ассоциацию Ро<sub>св.</sub>-зел.-Пл<sub>80-92</sub>, где диопсид амфиболитизируется, а плагиоклаз анортитизируется до гранатизации. Наиболее определенными ассоциациями домигматитового периода следует, вероятно, считать ассоциации в кальцифирах: Ка<sup>10</sup>-Ди, Ка<sup>10</sup>-Ди-Ол<sub>20</sub> и Ка<sup>10</sup>-Ди-Ол-Шп. При мигматизации они превращаются в скарноподобную породу диопсидового состава с гранатом и скаполитом, которая, судя по составу слагающих минералов, также является высокотемпературным образованием, соответствующим субфации дистен-ортоклазовых гнейсов. Кроме того, представляют большой интерес ассоциации в ультраосновных породах, подвергшихся разгнейсованию: Гип-Ди и Гип-Ди-Ол. При мигматизации в них образуются участки гранат-диопсидового состава, иногда с биотитом.

Породы домигматитового периода имеют мелко- и среднезернистое строение. Мелкозернистое строение обычно обусловлено явлением грануляции. Микрогранобластические или катакластические структуры и последующая кристаллизация граната и других минералов характерны для большинства эклогитоподобных пород. Более крупнозернистые диопсид-плагиоклазовые породы отличаются гранобластовой структурой и нечетко проявленной гнейсовой текстурой. Реликты таких пород, вероятно, следует искать в наименее мигматизированных участках - к северу от губы Воньги, где, как уже отмечалось, распространены однообразные, почти не мигматизированные среднезернистые амфиболиты, в большинстве случаев безгранатовые. Предполагается, что массивы амфиболитов к северу от губы Воньги и к югу от дер. Поньго-

<sup>1</sup> Здесь и далее цифры внизу у гранатов, роговых обманок, диопсидов, гиперстенов и оливинов обозначают общую железистость  $F$ , у гранатов сверху - содержание кальциевого компонента, у плагиоклазов - % анортита, у скаполитов - % мейонита, у кальцита - содержание магнезита.



мы и ст. Куземы являются останцами, не подвергшимися интенсивному дроблению и последующей региональной мигматизации и внедрению гранитов, а поэтому лучше сохранившими признаки первоначального литологического и химического состава пород. На о. Мраморном среди них можно встретить слоистые породы, в которых сохраняются метаморфические эквиваленты прослоев карбонатных кальцифиров и глиноземистых осадков. Внедрение крупных масс гранитов (между р. Поньгомой и ст. Куземой), а также складчатость, определившая субширотное простирание структур, по-видимому, расчленили единое поле домигматитовых пород на отдельные участки. Участвуя в многочисленных деформациях, эти породы были неоднократно метаморфизованы, в основном диафторированы без влияния или с незначительным влиянием (Куземский и Поньгомский массивы) процессов мигматизации. Более мелкие останцы таких пород наблюдались среди интенсивно мигматизированного комплекса в центральной части губы Поньгомы.

Метаморфизм домигматитового периода изучен пока плохо. Не выявлены ассоциации в ультраосновных породах, по-видимому, состоящих уже из минералов метаморфического происхождения. Невозможно было из-за малого размера зерен выделить для анализа гиперстен и диопсид из двупироксеновых пород. Предварительно по оптическим константам была определена их железистость ( $f_{гил} = 30-35$ ,  $f_{ди} = 20-25$ ). Использование диопсид-гиперстенового геотермометра (Перчук, 1970) указывает на возможную температуру кристаллизации  $\approx 700^\circ$ . Примерно такую же температуру дает использование кальцитового геотермометра (Graf, Goldsmith, 1955, 1958; Иоффе, 1966) по содержанию магнезита и кальцита, равному 10-11% (табл. 14). Такие же содержания магнезита отмечаются в кальцитах из карбонатных пород Алданского и Анабарского щитов (Лутц, 1964). Эти данные позволили определить гранулитовую фацию метаморфизма домигматитового периода. Данными об условиях давления при метаморфизме мы не располагаем, но, судя по характеру ассоциаций — отсутствие граната и присутствие гиперстена, — оно, по-видимому, было ниже, чем во время метаморфизма последующих периодов.

### Субфация дистен-ортоклазовых гнейсов

Детальные наблюдения в районе губы Поньгомы над взаимоотношениями различных пород и детальное петрографическое, минералогическое и петрохимическое их изучение позволяют наметить следующую последовательность процессов минералообразования периода ультраметаморфизма и регионального метаморфизма субфации дистен-ортоклазовых гнейсов. С развитием явлений мигматизации домигматитовые метаморфические породы были подвержены интенсивному дроблению и перекристаллизации с приобретением мелкозернистого сложения и гранулитовых текстур. Одновременно происходило образование граната, часто совместно с окварцеванием, анортитизацией плагиоклаза или иногда с умеренной амфиболизацией и биотитизацией. В итоге этих процессов породы нередко приобретали попсчатую текстуру за счет формирования полос-зон, обогащенных кварцем, гранатом, роговой обманкой либо биотитом. В этот период образуются некоторые эклогитоподобные породы. В шлифах устанавливается наложенный характер образования минералов в последовательности  $Гр \rightarrow Ро \rightarrow Би$  или  $Гр \rightarrow Би$ . Анортитизация плагиоклаза, связанная, очевидно, с кальциевым или при одновременном окварцевании кремне-кальциевым метасоматозом, нередко бывает проявлена интенсивно и часто сопровождается амфиболизацией (светло-зеленая роговая обманка), скаполитизацией, эпидотизацией, сфенизацией и образова-

нием апатита новой генерации и диопсида, являющегося наиболее поздним продуктом этого процесса. Кристаллизация новых минералов затушевывает следы катаклаза. Проявление кальциевого метасоматоза в ряде случаев предшествовало мигматизации, на что указывает присутствие затронутых им пород в субстрате мигматитов или в виде изолированных реликтовых останцов с гранат-биотитовыми оторочками среди мигматизированных глиноземистых гнейсов. В некоторых случаях кальциевый метасоматоз, по-видимому, сопровождается мигматизацией.

Как ранее отмечалось, микрогранобластовые структуры и гранулитовые текстуры отсутствуют в мигматизированных породах, хотя иногда здесь встречаются участки мелкозернистого строения среди перекристаллизованных более крупных зерен этих же минералов.

В ряде случаев можно наблюдать, что для начальных стадий мигматизации характерны полосчатые мигматиты. Жильный материал имеет существенно плагиоклазовый состав с небольшим содержанием кварца. Субстрат подвержен интенсивной гранатизации вплоть до полного исчезновения диопсида. Вместе с гранатом часто образуется почти бесцветная или золотисто-светло-зеленая роговая обманка. При нарастании интенсивности процесса мигматизации послышные мигматиты преобразуются в брекчиевидные и теневые мигматиты, т.е. становятся полимигматитами, либо попадают в виде ксенолитов в граниты первой возрастной группы.

Изучение процессов мигматизации и связанных с ними метасоматических преобразований в данном районе имеет большое значение не только для решения вопросов метаморфической петрологии, но и стратиграфии. С ними связывается образование некоторых эклогитоподобных пород и глиноземистых гнейсов, в том числе кианитовых.

На некоторых вопросах геологии и последовательности образования минералов при мигматизации или формировании гранитов мы уже останавливались. Основные петрологические выводы сводятся к следующему.

1. При мигматизации в температурных условиях субфации дистен-ортоклазовых гнейсов здесь не образуются гиперстеновые – энтербитовые или чарнокитовые – ассоциации, характерные для мигматитов гранулитовой фации умеренных давлений других комплексов, что, вероятно, связано как с глубинными условиями их образования, так и с характером сопровождающего мигматизацию метасоматического процесса.

2. При мигматизации пород основного состава, как и при воздействии на них гранитов, намечаются минеральные преобразования со следующей зональностью: Гр-Ди, Гр-Ро, Гр-Би, при этом зона Гр-Ро проявляется не всегда. В зависимости от интенсивности процесса, а главное от состава гранитов или жильного материала мигматитов, зональность бывает проявлена не полностью, либо цветные минералы представлены одной из приведенных выше ассоциаций (рис. 35). Так, при взаимодействии субстрата с плагиогранитом в субстрате наблюдается гранат-диопсид-плагиоклазовая (гранат-диопсидовая) или гранат-роговообманковая оторочка, она может наблюдаться также во внутренней зоне при взаимодействии субстрата с гранитом, содержащим калиевый полевой шпат. Внешняя зона здесь бывает представлена гранат-биотитовой ассоциацией, иногда с калиевым полевым шпатом, породы при этом приобретают облик и состав глиноземистых гнейсов.

Мигматизация основных пород может также сопровождаться интенсивным образованием граната с последующей биотитизацией или одновременным образованием граната и биотита (рис. 21).

3. Наблюдения над изменением минерального состава ксенолитов в гранитах или агматитах показывают, что они, как бы ни были малы размером, сохраняют свою индивидуальность, а граница их с гранитным материалом в большинстве случаев представлена четко выраженной гранатовой ото-



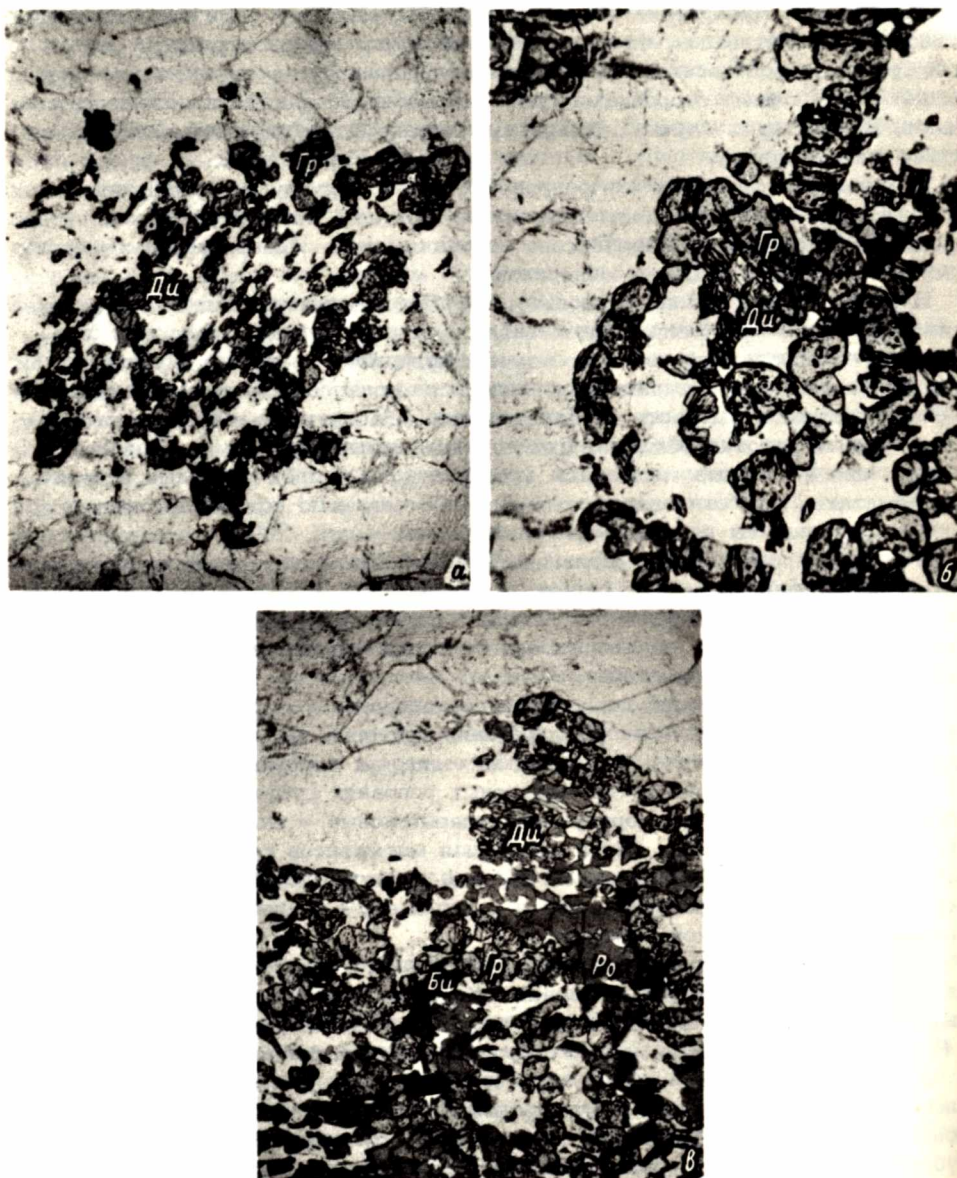


Рис. 35. Мигматизированные эклогитоподобные породы. На границе субстрата с жильным материалом образуется гранатовая оторочка.

а, б – гранат-диопсидовая ассоциация в плагиограните, образовавшемся при интенсивной мигматизации (а), шл. 113, увел. 30 и в слабомигматизированной эклогитоподобной породе (б), шл. 2101, увел. 45; в – гранат-амфиболовая ассоциация с биотитом и реликтовым диопсидом, характеризующая следующую стадию преобразования, шл. 2106, увел. 23. Без анализатора.

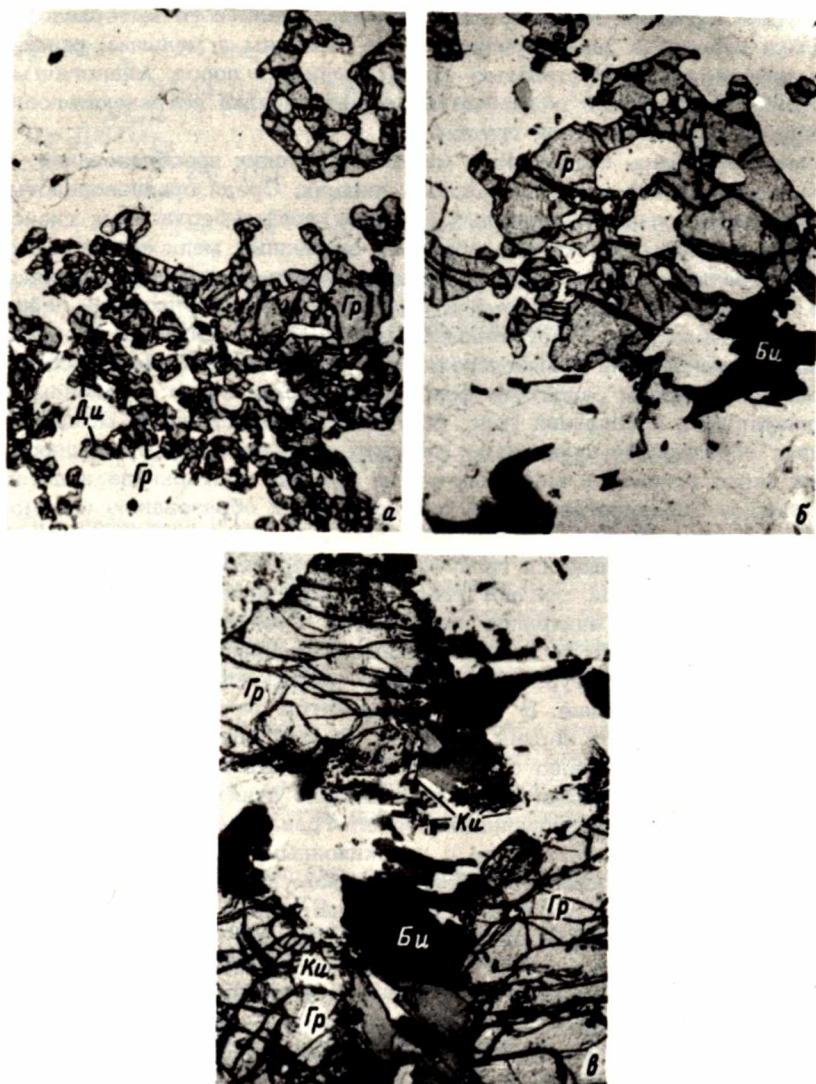


Рис. 36. Связанные взаимопереходами лейкократовые эклогитоподобные породы (а), гранат-биотитовые (б) и кyanит-гранат-биотитовые (в) гнейсы. Шлиф В-122-4 → В-122-5 → В-122-5а, увел. 30, без анализатора.

рочкой (рис. 35). При дальнейшем развитии связанного с мигматизацией метасоматического процесса, когда идет образование гранат-роговообманковых и гранат-биотитовых ассоциаций, несмотря на увеличение в породе щелочей, прежде всего калия, раскисления субстрата не происходит, наоборот, он становится более меланократовым и более богатым цветными минералами, что, вероятно, объясняется десиликацией пород, инертным поведением феррических компонентов и алюминия. Следовательно, этот процесс не является гранитизацией, при которой субстрат постепенно приобретает гранитный состав за



счет привноса щелочей, Si и Al и выноса Fe, Mg и Ca (Судовиков, 1964). Гранитизация пород в этом районе выражается в насыщении и ассимиляции субстрата большим объемом инъекционного гранитного материала, при этом обломки субстрата характеризуются все меньшим и меньшим размером, возможно, определяющимся степенью раздробленности пород. Аналогичные преобразования наблюдались и при мигматизации изредка встречающегося здесь габбро первой возрастной группы.

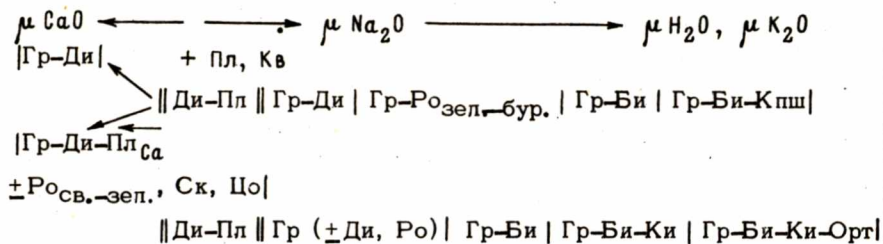
Рассмотрим теперь особенности метасоматических преобразований, связанных с мигматизацией в глиноземистых гнейсах. Среди среднезернистых мигматизированных гранат-биотитовых и кианит-гранат-биотитовых гнейсов широко распространены реликтовые обломки, сложенные мелкозернистыми немигматизированными гранат-биотитовыми и биотит-гранатовыми породами, которые к центральной части обломков сменяются мелкозернистыми лейкократовыми кварцосодержащими эклогитоподобными породами. Все эти разновидности связаны постепенными взаимопереходами, которые наглядно иллюстрируются также постепенным развитием форм минеральных зерен и закономерной сменой минеральных ассоциаций (рис. 36). В центральной части можно видеть процесс образования граната по диопсиду и плагиоклазу от возникновения мелких зерен граната в виде цепочек на границе плагиоклаза и диопсида до собирательной перекристаллизации с тенденцией к образованию идиоморфных кристаллов (рис. 36, а). Содержание диопсида в этих породах невысокое, и он полностью замещается гранатом. Поэтому нередко центральную часть реликтовых обломков слагают гранат-кварцево-плагиоклазовые породы.

Перекристаллизация минералов преобразует и текстурно-структурные особенности — мелкозернистые породы с микрогранобластическими структурами и гранулитовыми текстурами становятся массивными и приобретают более крупнозернистое строение. В породе появляется биотит (рис. 36, б) — часто еще при сохранившихся зернах диопсида. В этой зоне кристаллизация граната идет уже одновременно с биотитом, в результате образуются гранат-биотитовые породы с различным соотношением этих минералов. Следующая зона сложена мигматизированными кианит-гранат-биотитовыми и реже гранат-биотитовыми гнейсами, часто с инъекционными гранитными прожилками. Породы имеют отчетливые гнейсовидные текстуры, образовавшиеся при деформациях этого периода. Кристаллизация минералов в гнейсах идет с дальнейшим укрупнением зерен минералов (рис. 36, в), но участки мелкозернистого строения еще сохраняются. При нарастании интенсивности процесса возможно выделение двух ассоциаций: Гр-Би-Ки и Гр-Би-Ки-Кпш. В первой ассоциации кианит преимущественно развивается по гранату вместе с биотитом, во второй, кроме того, и по плагиоклазу. Образующийся наиболее поздним калиевый полевой шпат находится в равновесии с кианитом и другими минералами. Для пород этой зоны характерно образование сульфидов — пирротина и пирита, часто в заметных количествах.

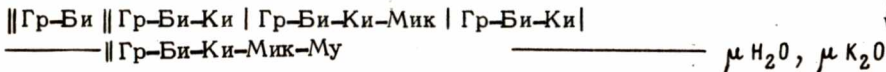
Таким образом, мигматизация в глиноземистых гнейсах сопровождается метасоматозом, при котором устанавливается следующая зональность: Гр → Гр-Би → Гр-Би-Ки → Гр-Би-Ки-Кпш, в этом же направлении отмечается увеличение содержания биотита относительно граната.

Последовательность минеральных ассоциаций при метасоматическом образовании некоторых глиноземистых гнейсов и эклогитоподобных пород можно представить в виде:

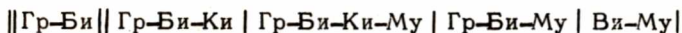
Субфация дистен-ортоклазовых гнейсов



Субфация дистен-микроклиновых гнейсов



Фация дистен-мусковитовых гнейсов



При сравнении с зональностью в породах основного состава видна аналогия характера метасоматического процесса, особенно с тем вариантом, когда идет интенсивное образование граната с последующей биотитизацией. Различия минералогического состава ассоциаций, по-видимому, следует объяснять различиями химического состава первоначальных пород, подвергшихся метасоматозу, и прежде всего соотношениями в них железа, магния и алюминия.

Для того чтобы выяснить, как ведут себя некоторые химические компоненты при метасоматозе, попытаемся сравнить минеральный и химический состав пород из разных метасоматических зон или состав пород, отражающих какую-то стадию развития процесса с использованием данных по изменению состава минералов.

Прежде всего следует еще раз обратить внимание на то, что при метасоматозе в породах основного и глиноземистого состава обычно наблюдается увеличение содержания цветных минералов, что может свидетельствовать об обогащении пород феррическими компонентами — железом и магнием. Смена минеральных ассоциаций в последовательности Ди  $\rightarrow$  Ро  $\rightarrow$  Би с гранатом при увеличении их содержания в породе за счет уменьшения плагиоклаза и кварца указывает на постепенное снижение содержания кремния и кальция и увеличение содержания феррических компонентов, алюминия, натрия и калия. Содержание последнего особенно повышается в ассоциации с калиевым полевым шпатом. В гранатах из пород разных зон постепенно снижается содержание кальция (рис. 23), соотношение железа и магния изменяется в небольших пределах в условиях изофациального процесса и заметно меняется при понижении степени метаморфизма. Состав плагиоклаза становится кислее, причем такое изменение часто, вероятно, обусловлено не только привнесом натрия, но и обеднением породы кальцием. Высокая и непостоянная основность плагиоклаза в зоне эклогитоподобных пород и находки среди них репиктов кислых плагиоклазов могут свидетельствовать об анортитизации плагиоклаза при образовании гранат-диопсид-плагиоклазовых ассоциаций по породам более кислого состава. При дальнейшей гранатизации и последующей биотитизации плагиоклаз в этой зоне деанортитизируется. Этим, по-видимому, можно объяснить присутствие в той же породе зональных кристаллов с прямой и обратной зональностью.



Таким образом, минералого-петрографическое изучение метасоматических пород в зонах мигматизации указывает на их обеднение кальцием и кремнием и обогащение калием, натрием, алюминием, железом и магнием. Появление в породах калия, очевидно, объясняется его привносом, а возрастание других компонентов может быть связано с десиликацией породы при их инертном поведении. Увеличение содержания биотита как более магнезиального минерала за счет богатого железом граната сопровождается образованием сульфидов, что может указывать на сохранение соотношений железа и магния и их инертное поведение. Вместе с тем эти соотношения, вероятно, не всегда сохраняются, и поведение железа и магния в этом процессе является более сложным, что показательно для первой стадии, когда идет интенсивное образование граната по более магнезиальному диопсиду.

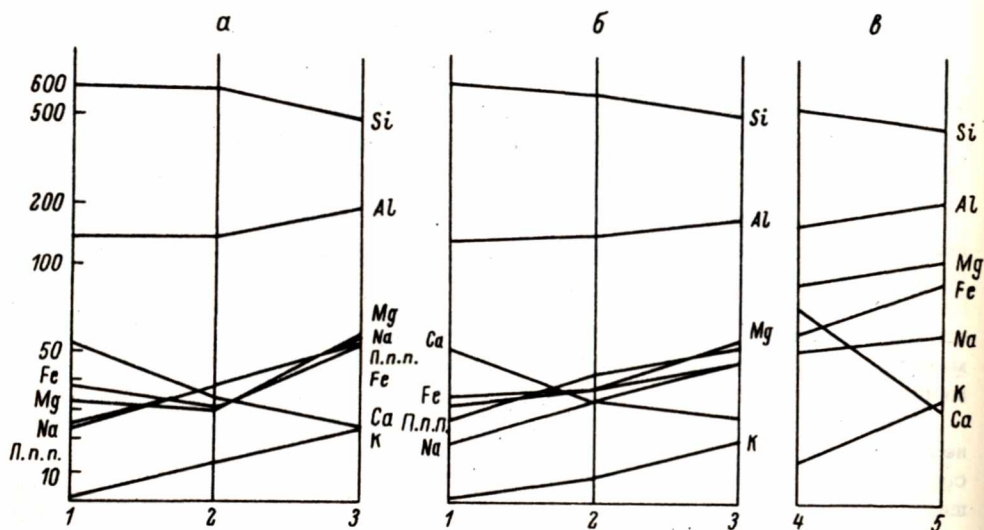


Рис. 37. Диаграммы (а) и (б) изменения химического состава лейкократовых эклогитоподобных пород (1) в гранат-биотитовые (2) и кианит-гранат-биотитовые (3) гнейсы; в – диаграмма изменения химического состава меланократовой эклогитоподобной породы (4) в меланократовый гранат-биотитовый гнейс (5). Пересчитано по методу Т. Барта.

а – пробы 2 → 20 → 29; б – 3 → 26 → 35; в – пробы 7 → 74.

С целью изучения химического состава метасоматических пород были взяты серии проб из лейкократовых эклогитоподобных пород или из лейкократовых гранат-амфиболитовых гнейсов (проба 15, табл. 7), мелкозернистых гранат-биотитовых и кианит-гранат-биотитовых гнейсов, связанных взаимопереходами. Пробы каждой серии брались из одного выхода в непосредственной близости друг от друга. Для некоторых групп (пробы 3 → 26 → 35, 4 → 28 → 36 → 37, 2 → 20 → 29) при переходе лейкократовых эклогитоподобных пород в гранат-биотитовые характерно небольшое увеличение кремния и алюминия, содержание магния не меняется или даже немного увеличивается, железа становится меньше. В более заметных количествах увеличивается содержание щелочей и уменьшается содержание кальция. При переходе гранат-биотитовых гнейсов в кианитовые порода резко обогащается алюминием, железом, магнием, а также натрием и калием и обедняется кремнием и кальцием. Такое же направление изменения химического состава

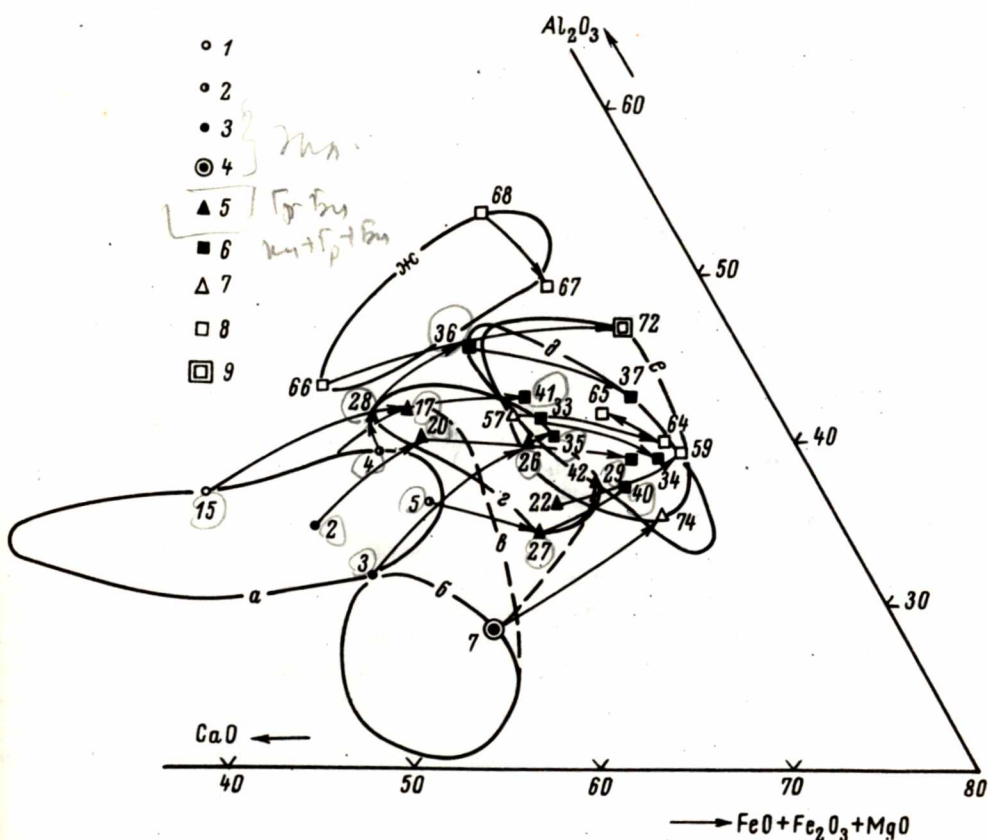


Рис. 38. Диаграмма  $Al_2O_3 - CaO - (FeO + Fe_2O_3 + MgO)$ . Направление изменения состава эцлогитоподобных пород, гранат-амфибол-плагиоклазовых пород, гранат-биотитовых и кианит-гранат-биотитовых гнейсов при метасоматозе, связанном с мигматизацией.

Субфация дистен-ортоклазовых гнейсов: 1 - лейкократовые гранат-амфибол-плагиоклазовые породы; 2 - гранат-плагиоклазовые породы; 3 - лейкократовые эцлогитоподобные породы; 4 - меланократовые эцлогитоподобные породы; 5 - гранат-биотитовые гнейсы; 6 - кианит-гранат-биотитовые гнейсы. Субфация дистен-микроклиновых гнейсов: 7 - гранат-биотитовые гнейсы; 8 - кианит-гранат-биотитовые гнейсы. Фация дистен-мусковитовых гнейсов: 9 - мусковитсодержащие кианитовые гнейсы. Поля составов: а - лейкократовых эцлогитоподобных пород; б - меланократовых эцлогитоподобных пород; в - гранат-биотитовых гнейсов с реликтовым диопсидом или амфиболом; г - гранат-биотитовых гнейсов (субфация дистен-ортоклазовых гнейсов); д - кианит-гранат-биотитовых гнейсов (субфация дистен-ортоклазовых гнейсов); е - кианит-гранат-биотитовых и мусковитсодержащих кианитовых гнейсов (субфация дистен-микроклиновых и фация дистен-мусковитовых гнейсов); ж - группа богатых глиноземом гнейсов.



наблюдается в других породах (пробы 15 → 17 → 41 и 5 → 27 → 40) — небольшое при переходе эклогитоподобных пород в гранат-биотитовые и более резкое при усилении процессов мигматизации при образовании кианитовых гнейсов (рис. 37), также отличаются и средние химические составы этих пород (табл. 8).

Сравнение химического состава пород проводилось по методу Т. Барта (1956), применение атомно-объемного метода (Рудник, 1966) для некоторых проб (3 → 26, 15 → 17 → 41, 2 → 20 → 29) не показало существенных изменений.

На о-вах Вересовках нами были взяты анализы из меланократовых эклогитоподобных пород (проба 7), которые при мигматизации превращаются в богатые гранатом и биотитом породы (проба 74). По сравнению с эклогитоподобными породами они обогащены алюминием, железом, магнием, калием и натрием и обеднены кальцием и кремнием, при этом магнием они обогащены в меньшей степени, чем железом (рис. 37). По химическому составу гранат-биотитовые породы имеют большое сходство с породой аналогичного состава, образовавшейся при изменении эклогитоподобных пород вблизи контакта с гранитами (проба 42), что может характеризовать одинаковую направленность метасоматического процесса.

На диаграмму  $\text{CaO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO})$  были нанесены результаты химического изучения пород, в различной степени подвергшихся метасоматозу, связанному с мигматизацией. Материалы по субфации дистен-ортотлазовых гнейсов были дополнены анализами аналогичных пород субфации дистен-микроклиновых и фации дистен-мусковитовых гнейсов. Общая направленность изменения химического состава в этих координатах характеризуется уменьшением содержания кальция при почти сохраняющемся соотношении феррических компонентов и алюминия, особенно на первом этапе развития процесса, и дальнейшим относительным увеличением содержания феррических компонентов (рис. 38).

Анализируя изменения минерального состава при метасоматическом процессе, противоположном процессу, сопровождающему мигматизацию, можно отметить образование минералов с повышенным содержанием кальция (диопсид, основной плагиоклаз, скаполит, цоизит, апатит, сфен) и кремния (актинолитовая роговая обманка, диопсид) и с пониженным содержанием натрия. Как в этом процессе, так и при мигматизации образующаяся актинолитовая роговая обманка по химическому составу близка к диопсиду, она отличается повышенным содержанием алюминия, воды и меньшим содержанием кальция.

Высвобождающийся при анортитизации плагиоклаза или при образовании граната кремний остается в породе в виде кварца, натрий при этих процессах выносится, повышения его содержания в пироксене не отмечается. При анортитизации плагиоклаза и сопровождающих ее процессах порода обогащается алюминием и часто становится беднее железомagneзиальными минералами. При образовании гранат-диопсидовых ассоциаций по гранат-диопсид-плагиоклазовым, наоборот, порода обогащается железомagneзиальными минералами и обедняется минералами, содержащими алюминий и натрий. Такое поведение алюминия при аналогичном процессе, но, вероятно, в условиях субфации дистен-микроклиновых гнейсов, хорошо иллюстрируется следующей метасоматической зональностью в гранат-диопсидовых амфиболитах (рис. 39): осевая часть сложена кварцем, следующая зона — светло-зеленым диопсидом с кварцем и магнетитом, она сменяется эклогитоподобной породой с участками гранат-диопсидового состава, развивающейся по амфиболиту. В этом случае при нарастании процесса алюминий, вероятно, является более подвижным, чем железо и магний, образование более магнезиального, чем гранат, диопсида сопровождается выделением магнетита, не встречающегося в зоне эклогитоподобных пород.

Сопоставляя и обобщая рассмотренный фактический материал, можно сделать некоторые выводы о характере метасоматоза и поведении основных химических элементов.

1. Метасоматические процессы периода ультраметаморфизма пород бепоморского комплекса в условиях субфации дистен-ортоклазовых гнейсов имеют широкое распространение и являются разнообразными по химизму. По механизму перемещения компонентов они, по-видимому, сочетают как проявления диффузионного метасоматоза, при котором, в частности, образуются биметасоматические оторочки гранат-диопсид-плагноклазового и гранат-диопсидового состава на контакте субстрата и гранитного материала, так и прояв-



Рис. 39. Зональная метасоматическая жилка в гранат-пироксеновом амфиболите. Шлиф 379, увел. 7, без анализатора.

1 - осевая кварцевая зона; 2 - зона диопсида с кварцем и магнетитом; 3 - зона более мелкозернистых эклогитоподобных пород; 4 - гранат-пироксеновый амфиболит.

ления инфильтрационного метасоматоза, развивающегося на больших площадях и характеризующегося направленным минералообразованием и зональной сменой минеральных ассоциаций, наблюдаемой, например, при образовании глиноземистых гнейсов.

Заслуживает внимания дальнейшее изучение закономерностей смены парагенетических ассоциаций при изменении потенциалов подвижных компонентов как на отдельных стадиях, так и для всего процесса в целом, которое может стать темой специальных исследований, не входивших в задачи настоящей работы.

2. Предварительное изучение химизма метасоматических преобразований показало, что выделяются процессы двух направлений. Одни характеризуются привносом щелочей и воды и выносом кальция и кремния; другие, возможно, отражают сохранение общего баланса вещества, и в зонах их проявления отмечается привнос кремния и кальция или кальция и кремния дифференцирован-



но. Алюминий, магний, железо, а в некоторых случаях, возможно, и натрий обычно остаются инертными.

3. Некоторые стадии метасоматического процесса являются моделью процесса эклогитизации — порода обогащается фемическими компонентами, алюминием и кальцием, но десиликация отмечается не во всех случаях, и выделившийся при реакции образования граната кремнезем нередко остается в породе в виде кварца; более того, часто образование эклогитоподобных или эклогитовых ассоциаций сопровождается окварцеванием.

При увеличении потенциала щелочей и уменьшении потенциала кальция содержание фемических компонентов и алюминия сохраняется или увеличивается, в гранате постепенно снижается содержание кальция, при увеличении потенциала кальция (с.133) предполагается увеличение его содержания в гранате.

Подобный тип метасоматоза при мигматизации с образованием гранат-диопсидовых и гранат-биотитовых ассоциаций, с инертным поведением железа, магния и алюминия, и с подвижным поведением щелочей, с одной стороны, и кремния и кальция — с другой, вероятно, характерен для условий высоких давлений.

Б.Г. Лутцем (1970) на основании расчетов реальных реакций эклогитизации и рассмотрения реакционных каемок в образцах был установлен ряд подвижности элементов в эклогитовой фации, в котором наиболее подвижные компоненты  $Si$ ,  $K$ ,  $Na$  и  $Ca$  и менее подвижные  $Fe$ ,  $Mg$  и  $Al$ . Этот ряд имеет определенные черты сходства с рассмотренным выше поведением основных элементов в беломорских породах, хотя есть и различия, в частности отсутствие десиликации при образовании гранат-диопсидовых ассоциаций и др. Очень сходные метасоматические превращения эклогитов в гранатовые амфиболиты и кварц-дистен-гранат-слюдяные сланцы были описаны И.А. Ефимовым (1964) в Кокчетавском массиве.

Поведение химических элементов при метасоматозе в какой-то мере позволяет оценить изменение условий щелочности-кислотности в ходе процесса. Минеральные превращения при мигматизации проходили в условиях сопряженного увеличения потенциала воды и калия. Образование гранат-диопсид-плагиоклазовых и гранат-диопсидовых ассоциаций как в начальные стадии мигматизации или в безводных плагиогранитах, так и при кремне-кальциевом метасоматозе (см. схему, с. 133) характеризовалось, по-видимому, условиями низкого потенциала воды ( $\mu_{min} H_2O$ ) и низкого потенциала щелочей, особенно калия. Для этих стадий процесса, вероятно, характерна кислотная обстановка. При окварцевании, аортитизации, эпидотизации, диопсидизации и скаполитизации кислотность возрастает с возрастанием потенциала кремния, кальция и  $CO_2$  и снижением потенциала воды и щелочей. При увеличении интенсивности мигматизации увеличение потенциала воды и калия достигает определенного предела ( $\mu_{max}$ ), характеризующего оптимальные условия метаморфизма, с которых можно судить по наиболее распространенным ассоциациям. В субфации дистен-ортоклазовых гнейсов беломорского комплекса такими ассоциациями являются ассоциация гранат-биотит, иногда с калиевым полевым шпатом, образовавшаяся по меланократовым эклогитоподобным породам, и более фиксированная ассоциация гранат-биотит-кианит-калиевый полевой шпат, образовавшаяся по лейкократовым эклогитоподобным породам. На этих стадиях условия, оставаясь кислотными, все более смешаются в сторону увеличения щелочности, при этом ассоциации с кианитом и калиевым полевым шпатом характеризуют, по-видимому, среду, близкую к нейтральной. Образование кианита за счет граната и плагиоклаза происходит при возрастающем содержании в породах калия и уменьшающемся содержании кальция, а при сохранении основности плагиоклаза, но уменьшении его содержания в породе, вероятно, также и натрия, т.е. в прогрессивную стадию процесса, и



его нельзя отождествлять с образованием кварц-кианитовых или кварц-сип-пиманитовых агрегатов в стадию кислотного выщелачивания (Кориковский, 1967б), которые в условиях субфации дистен-ортоклазовых гнейсов здесь не были обнаружены.

Процесс с вариацией потенциала воды при метасоматозе в изотермических условиях является, вероятно, одним из примеров, когда потенциал воды изменяется независимо от температуры (Маракушев, 1965), в этом заключается одно из различий пород изохимического и метасоматического метаморфизма.

Учитывая предварительные данные по поведению  $O$  и  $S$  при метасоматозе, можно заключить, что для кислотных стадий процесса, вероятно, была характерна окислительная обстановка, для щелочных – восстановительная. Такое поведение серы при мигматизации основных и ультраосновных пород и их метасоматическом преобразовании благоприятно для образования сульфидной медно-никелевой минерализации. В подобной геологической ситуации была встречена рудная минерализация на северном берегу губы Домашней (Степанов, 1971), но здесь она образовалась, по-видимому, в температурных условиях субфации дистен-микроклиновых гнейсов.

Участвуя в сингенетичных с мигматизацией деформациях ( $F_1''$ ), метасоматические породы, особенно гранат-биотитового и кианит-гранат-биотитового состава, превращаются в гнейсы. Ассоциация и количественное соотношение минералов при этом сохраняются, что может указывать на сохранение  $PT$ -условий в этот период. В последующие деформации происходит перекристаллизация пород, по-видимому, в изохимических условиях; породы все больше приобретают облик регионально-метаморфизованных пород.

В кианит-гранат-биотитовых гнейсах, содержащих калиевый полевой шпат, при увеличивающемся потенциале воды ассоциация этих минералов становится неустойчивой, следствием чего является перекристаллизация минералов, при которой отмечается небольшое увеличение содержания биотита относительно граната, вероятно, за счет его биотитизации согласно реакции:  $Gr + Kпш + вода \rightarrow Би + Кв$ . Мелкоагрегатный кианит перекристаллизовывается в различные зерна, железистость сосуществующих гранатов и биотитов повышается. Такие кианит-гранат-биотитовые гнейсы, по-видимому, характерны для субфации дистен-ортоклазовых гнейсов заключительной фазы деформации этого этапа ( $F_2'$ ), когда происходит снижение температурных условий метаморфизма. По составу  $Fe - Mg$  минералов и условиям метаморфизма (пробы 5, 8, 9; табл. 9, 10 и 18) эти гнейсы сопоставимы с гранитами первой возрастной группы ранней фазы разгнейсования (проба 46; табл. 9, 10 и 18).

Геологические и петрологические наблюдения свидетельствуют о широком проявлении в беломорском комплексе пород метасоматического происхождения, в основном сформировавшихся в температурных условиях субфации дистен-ортоклазовых гнейсов. В последующие этапы геологического развития района они были неоднократно деформированы, перекристаллизованы, при этом особенности, характеризующие их метасоматический генезис, постепенно исчезали. Местами они были вновь подвергнуты метасоматическому изменению в условиях субфации дистен-микроклиновых и фации дистен-мусковитовых гнейсов, однако масштабы и интенсивность мигматизации и метасоматоза в эти периоды не сопоставимы. Как показывает изучение района губы Поньгомы, его „стратиграфия“ определилась в ранний этап развития (табл. 1). Закономерности метасоматического преобразования как лейкократовых, так и меланократовых эклогитоподобных пород показывают, что конечным продуктом их интенсивной мигматизации и метасоматоза нередко являются породы глиноземистого ряда – кианит-гранат-биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы, которые связаны взаимопереходами и не поддаются четкому картирова-



нию. Поэтому попытка выявления первичной стратификации на основании установления исходных пород не всегда удается. Таким образом, выделенные здесь площади распространения глиноземистых пород, на наш взгляд, могут быть как метаморфизованными осадками первично глиноземистого состава, так и участками наивысшего проявления процессов ультраметаморфизма, затрагивающие толщи различного вещественного состава. Следует подчеркнуть, что в участках интенсивной мигматизации без существенной метасоматической переработки, где субстрат претерпел незначительные изменения, глиноземистые породы (кианит-гранат-биотитовые или мелкозернистые немигматизированные гранат-биотитовые гнейсы) нигде не были встречены. Вместе с тем здесь можно попытаться выделить поля распространения амфиболизированных мелано- и мезократовых эклогитоподобных пород (например, на площади о-вов Голоменные Юзменги-Вересовки-Солодушные пуды), вероятно подчеркивающих различия первоначального петрологического состава.

Вопросы генезиса глиноземистых гнейсов и эклогитоподобных пород Беломорского комплекса сложны и требуют дальнейшего изучения. Несмотря на приведенный для доказательства метасоматического происхождения глиноземистых гнейсов фактический материал, мы не можем утверждать, что все глиноземистые гнейсы района губы Поньгомы и тем более всего района центральной части Западного Беломорья имеют такой генезис. Еще ранее (Воподичев, 1969а) нами была выделена группа наиболее богатых глиноземом кианитовых гнейсов (рис. 38), которые могут быть породами с исходным высокоглиноземистым составом. Кстати, при мигматизации их химический состав меняется так же, как при переходе гранат-биотитовых гнейсов в кианит-гранат-биотитовые (пробы 67, 68). Они распространены как среди толщи глиноземистых гнейсов (пробы 66, 69; табл. 7), так и среди толщи амфиболитов (пробы 67, 68), где они переслаиваются с амфиболитами и карбонатными породами (о. Мраморный). Породы первоначального глиноземистого состава следует, по-видимому, искать среди толщи амфиболитов, где наблюдаются прослойки кианитовых гнейсов. Но и здесь в некоторых случаях приходится констатировать их вторичное происхождение за счет перекристаллизации при мигматизации гранат-биотитовых гнейсов, которые встречаются среди них в виде реликтов. В качестве примера можно привести прослойки кианитовых гнейсов среди амфиболитов в 600 м к юго-востоку от ст. Куземы, где была встречена ассоциация кианита с микроклином и мусковитом.

Анализ парагенетических ассоциаций. Рассмотрим парагенетические ассоциации в трех основных группах пород, наиболее четко реагирующих на изменение физико-химических условий метаморфизма: глиноземистых гнейсах, эклогитоподобных породах и амфиболитах. Эклогитоподобные породы и амфиболиты имеют много общего в химическом составе и в особенностях эволюции состава некоторых минералов. Отдельно остановимся на характере парагенезисов, возникших как в период мигматизации и ультраметаморфизма, так и в заключительный, по-видимому, регрессивный этап метаморфизма субфации дистен-ортоклазовых гнейсов.

В глиноземистых гнейсах периода мигматизации наблюдаются следующие ассоциации:

- 1) Гр<sup>8-12</sup><sub>58-63</sub>-Би<sub>29-31</sub>-Пл<sub>28-42</sub>-Кв - в мелкозернистых гранат-биотитовых и биотит-гранатовых гнейсах;
- 2) Гр<sup>8-9</sup><sub>63-64</sub>-Би<sub>32</sub>-Пл<sub>30-32</sub>-Кв - в среднезернистых гранат-биотитовых гнейсах, содержащих антипертит или в редких случаях калиевый полевой шпат;
- 3) Гр<sup>6-9</sup><sub>61-64</sub>-Би<sub>29-31</sub>-Пл<sub>29-32</sub>-Ки-Орт-Кв - в насыщенных K<sub>2</sub>O кианит-гранат-биотитовых гнейсах (рис. 40-1-1). Последняя ассоциация представля-

ет наибольший интерес для восстановления физических условий метаморфизма.

Среди глиноземистых гнейсов, претерпевших перекристаллизацию в условиях снижающихся температур субфации дистен-ортоклазовых гнейсов, можно выделить ассоциации:

1) Гр<sup>7-8</sup><sub>66-70</sub>-Би<sub>30-35</sub>-Пл<sub>29-32</sub>-Ки-Кв - в кианит-гранат-биотитовых гнейсах;

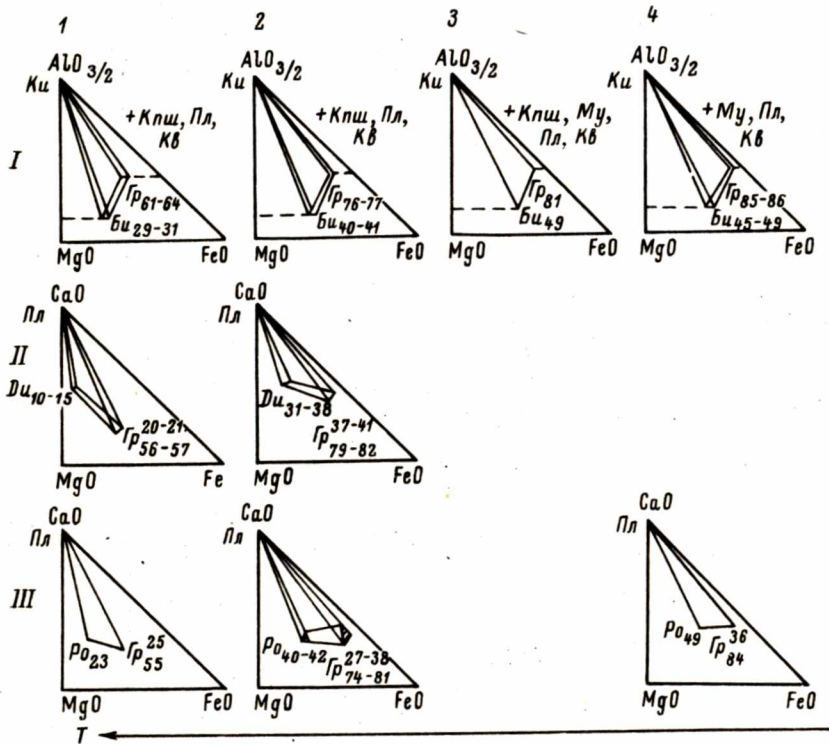


Рис. 40. Диаграммы парагенезисов в насыщенных глиноземистых гнейсах (I), эклогитоподобных породах (II) и гранатовых амфиболитах (III) субфации дистен-ортоклазовых (1), дистен-микроклиновых (2), фации дистен-мусковитовых гнейсов (4) и пограничной области между фациями дистеновых и дистен-мусковитовых гнейсов (3).

2) Гр<sup>7-8</sup><sub>66-67</sub>-Би<sub>30-35</sub>-Пл<sub>30-32</sub>-Кв - в гранат-биотитовых гнейсах.

Характерной особенностью пород основного состава, беломорского комплекса является отсутствие в них гиперстена. В лейкократовых эколгитоподобных породах распространена парагенетическая ассоциация  $\text{Gr}_{56-61}^{20-21}-\text{Di}_{10-15}-\text{Pl}_{43-62}-\text{Kv}$  (рис. 40-1-11). Железистость диопсида здесь определялась по оптическим константам. Судя по аналогии оптических констант минералов, такая же ассоциация характерна и для меланократовых эколгитоподобных пород.



Для следующей группы эклогитоподобных пород характерна ассоциация  $\text{Гр}_{66-70}^{19-24}\text{-Ди}_{23-27}\text{-Пл}_{26-32}\text{-Кв}\pm\text{Ро}\pm\text{Би}$ . Эти породы претерпели частичную перекристаллизацию при диафторезе. Об этом свидетельствует их положение в виде реликтов среди мигматитов II возрастной группы (пробы 33, 34; табл. 9 и 12). В другом случае они являются исходной породой в ряду постепенного преобразования в гранат-биотитовые гнейсы при мигматизации в условиях субфации дистен-микроклиновых гнейсов (пробы 23, 24, 29-32). В шлифах нередко видна перекристаллизация граната и образование его новой генерации, в породе появляется буровато-зеленая роговая обманка и ярко-коричневый биотит. В некоторых случаях роговая обманка имеет обыкновенно зеленую окраску, характерную для метаморфизма субфации дистен-микроклиновых гнейсов, гранат и диопсид здесь также перекристаллизованы, и ассоциация  $\text{Гр}_{80}^{23}\text{-Ди}_{30}\text{-Пл}_{29-32}\text{-Кв-Ро}_{\text{зел.}}$  (пробы 35; табл. 9 и 12) в результате является уже ассоциацией субфации дистен-микроклиновых гнейсов.

С метасоматическим процессом в условиях субфации дистен-ортоклазовых гнейсов связано образование новой парагенетической ассоциации:  $\text{Ди-Гр-Пл-Кв}\pm\text{Ск, Цо, Ро}_{\text{св.зел.}}$ , плагиоклаз здесь имеет высокую основность.

Условно среди ассоциаций эклогитоподобных пород можно рассмотреть ассоциацию в скарноподобной породе, в которой содержание кальция и щелочей превышает содержание алюминия, но по составу минералы этой группы сопоставимы с эклогитоподобными породами ( $\text{Гр}_{70}^{35}\text{-Ди}_{20}\text{-Ск-Кв}$ ). Возможно, высокое содержание кальция в гранате по сравнению с изофациальными эклогитоподобными породами объясняется низкой кремнекислотностью и высоким  $\mu \text{CaO}$ .

Для амфиболитов субфации дистен-ортоклазовых гнейсов, ассоциирующих с эклогитоподобными породами и содержащими капиновый полевой шпат кианитовыми гнейсами, характерна парагенетическая ассоциация  $\text{Гр}_{55}^{25}\text{-Ро}_{23}\text{-Пл}_{47-54}\text{-Кв}\pm\text{Ди, Ск}$  (рис. 40-1-Ш). Судя по оптическим константам, такая же ассоциация минералов встречается в лейкократовых гранат-амфиболовых породах (гнейсах), аналогах лейкократовых эклогитоподобных пород, также связанных взаимопереходами с гранат-биотитовыми и кианит-гранат-биотитовыми гнейсами. Они могут отличаться только более высокой основностью плагиоклаза (69-88%  $\text{An}$ ). Как и в эклогитоподобных породах, в амфиболитах распространена ассоциация, образование которой связано с кремне-кальциевым метасоматозом:  $\text{Гр-Ро-Пл}_{\text{Са}}\text{-Ск-Эп (Цо)-Ди-Кв}$ . Возможно, несколько отличается парагенезис минералов в гранатовых амфиболитах с бурой роговой обманкой, которые образуются, как было замечено, по амфиболитам со светло-зеленой роговой обманкой в контакте с жильным материалом мигматитов. Судя по оптическим константам, железистость бурой роговой обманки мало меняется, возможно, в более заметных количествах колеблется содержание  $\text{Al}$ ,  $\text{Si}$  и  $\text{Ti}$ .

Субфацию дистен-ортоклазовых гнейсов периода  $F_2'$  лучше всего характеризуют ассоциации в гнейсо-гранитах I возрастной группы:  $\text{Би}_{42}\text{-Пл}_{20-25}\text{-Кпш-Кв}$  - в биотитовых и  $\text{Гр}_{74}\text{-Би}_{43}\text{-Пл}_{20-25}\text{-Кпш-Кв}$  - в гранат-биотитовых ортогнейсах.

Таким образом, парагенетическими ассоциациями, наиболее характерными для метаморфизма субфации дистен-ортоклазовых гнейсов в породах беломорского комплекса периода мигматизации и ультраметаморфизма, являются (рис. 40-1):

- 3)  $\text{Gr}_{55}^{25}\text{-Po}_{23}\text{-Пл}_{47-54}^{+}\text{-Кв, Ди, Ск}$  - в амфиболитах,

Для заключительного периода метаморфизма субфаций дистен-ортоклазовых гнейсов характерны парагенетические ассоциации:

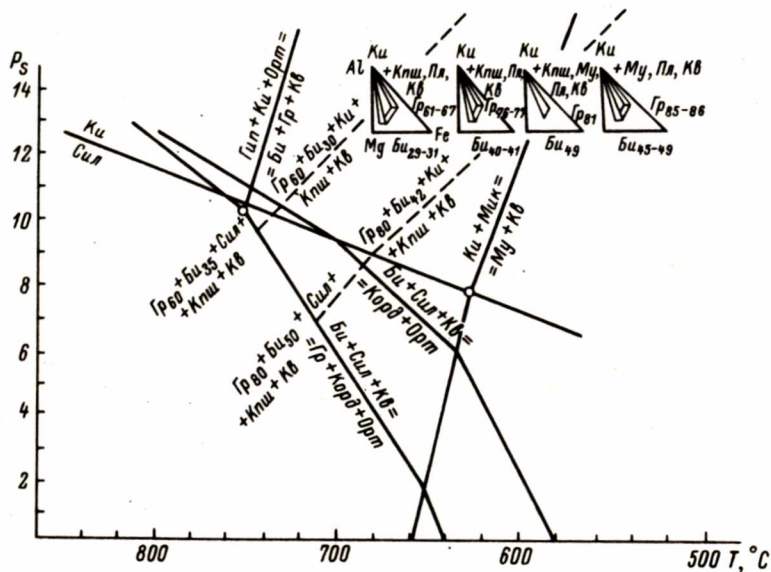


Рис. 41. Положение диаграмм парагенезисов в насыщенных  $K_2O$  глиноземистых гнейсах на РТ-схеме минеральных фаций при  $P_{H_2O} = 1$  кбар, по А.А. Маракушеву (1968). В поле устойчивости кианита линия равновесия кианит + микроклин = мусковит + кварц и линии постоянной железистости в ассоциации Гр-Би-Ки-Клш-Кв проведены на основании наших данных.

- 2) Гр<sup>8</sup><sub>74</sub>-Би<sub>43</sub>-Пл<sub>20-25</sub>-Кпш-Кв - в ортогнейсах.

Характеристика условий метаморфизма субфации дистен-ортотлазовых гнейсов. Нами неоднократно подчеркивалась специфика минеральных ассоциаций в породах беломорского комплекса, свидетельствующая об условиях высоких давлений при метаморфизме. К ним относятся ассоциации с кианитом и калиевым полевым шпатом (ортотлазом) в глиноземистых гнейсах, с диопсидом и гранатом в породах основного состава. Кроме того, здесь отсут-



ствуют ассоциации с силлиманитом, кордиеритом и гиперстеном, последний отсутствует как в породах глиноземистого, так и основного состава. Таким образом, положение парагенетического треугольника с ассоциацией Гр-Би-Ки-Орт-Кв на РТ-схеме минеральных фаций для насыщенных  $K_2O$  бедных кальцием глиноземистых пород определяется положением линий моновариантного равновесия биотит + кианит (силлиманит) = кордиерит + ортоклаз, гиперстен + кианит + ортоклаз = биотит + гранат + кварц, кианит + калиевый полевой шпат = мусковит + кварц и линии кианит = силлиманит (рис. 41).

Обобщение результатов экспериментальных данных по полям устойчивости полиморфных модификаций  $Al_2SiO_5$ , линиям их превращения и по положению тройной точки кианит-силлиманит-андалузит (E-an Zen, 1969) свидетельствует о больших вариациях значений  $P$  и  $T$ , по данным разных авторов. Поэтому абсолютные значения  $P$  и  $T$  при метаморфизме какого-либо комплекса нередко оцениваются разными авторами по-разному в зависимости от принятой схемы полей устойчивости этих минералов. Для оценки физических условий метаморфизма пород беломорского комплекса мы использовали РТ-схему минеральных фаций, предложенную А.А. Маракушевым (1968), на которой помещены теоретически рассчитанные линии наиболее важных минеральных равновесий, а также линии постоянной железистости ассоциации граната и биотита с силлиманитом и калиевым полевым шпатом. В поле устойчивости кианита последние имеют более пологий угол за счет объемного эффекта перехода силлиманит-кианит и иного соотношения железистостей сосуществующих гранатов и биотитов (рис. 41).

Согласно принятой схеме, ассоциация Гр<sub>61-64</sub>-Би<sub>29-31</sub>-Ки-Орт-Кв в гнейсах беломорского комплекса могла образоваться при давлениях 12–14 кбар и в интервале температур 660–720°, соответствующем биотит-силлиманитовой температурной фации (Маракушев, 1965). Более узкий интервал колебаний температур дает применение гранат-биотитового геотермометра (Перчук, 1970), для кианитовых гнейсов с ортоклазом 690–660° и для немигматизированных и мигматизированных гранат-биотитовых гнейсов 700–670° (табл. 17). Таким образом, температуры метаморфизма пород субфации дистен-ортоклазовых гнейсов периода мигматизации и ультраметаморфизма, по-видимому, не превышают 700° и колеблются в пределах 700–660° (рис. 42). Для заключительного регрессивного периода метаморфизма субфации дистен-ортоклазовых гнейсов характерны температуры 670–650° (табл. 17). Применение гранат-амфиболового геотермометра (Перчук, 1970) для ассоциации Гр<sub>55</sub>-Ро<sub>23</sub>, изофациальной с рассмотренными выше, дает заниженный результат (табл. 18). К сожалению, в настоящее время еще не разработаны надежные геобарометры для определения абсолютных значений давлений при метаморфизме. Предложенный Л.Л. Перчуком (1970) гранат-диопсидовый геобарометр в применении к беломорским породам разных фаций метаморфизма дает неодинаковые значения давлений: для одних проб (пробы 34, 35, 37, 40; табл. 9 и 12) по  $K_D^{Mg}$  сосуществующих гранатов и диопсидов и температурам, определенным по гранат-биотитовому геотермометру в изофациальных с эклогитоподобными породами глиноземистых гнейсах, – 2–3 кбар, для других (пробы 33, 38, 39) – 5–8 кбар. Такие вариации давлений вряд ли могли иметь место. Для такого утверждения достаточно сопоставить, например, пробы 33 и 34, отобранные из пород, расположенных в небольшом удалении друг от друга и занимающих одинаковое геологическое положение. Изучение закономерностей распределения Fe и Mg в гранатах и диопсидах из пород беломорского комплекса и сравнение их с корреляционными линиями для пород гранулитовой и эклогитовой фаций (рис. 33, б) показывает, что  $K_D^{Mg}$  сосуществующих гранатов и диопсидов, вероятно, зависит как от температуры, так и давления.

В качестве показателя высоких давлений при метаморфизме пород беломорского комплекса можно использовать, с одной стороны, присутствие дистена и, с другой – отсутствие гиперстена; последний, по-видимому, становится неустойчивым в этих условиях и переходит в диопсид, согласно реакции гиперстен + плагиоклаз → гранат + диопсид. Эта реакция, по Б.Г. Лутцу (1970), является ступенью, обособляющей гранулитовую фацию и субфацию эклогитоподобных пород. Согласно экспериментальным данным Йодера и Тилли (Yoder a. Tilley, 1962), Грина и Рингвуда (1968), ассоциация эклогитоподобных пород в базальтах в интервалах температур 600–800° появляется

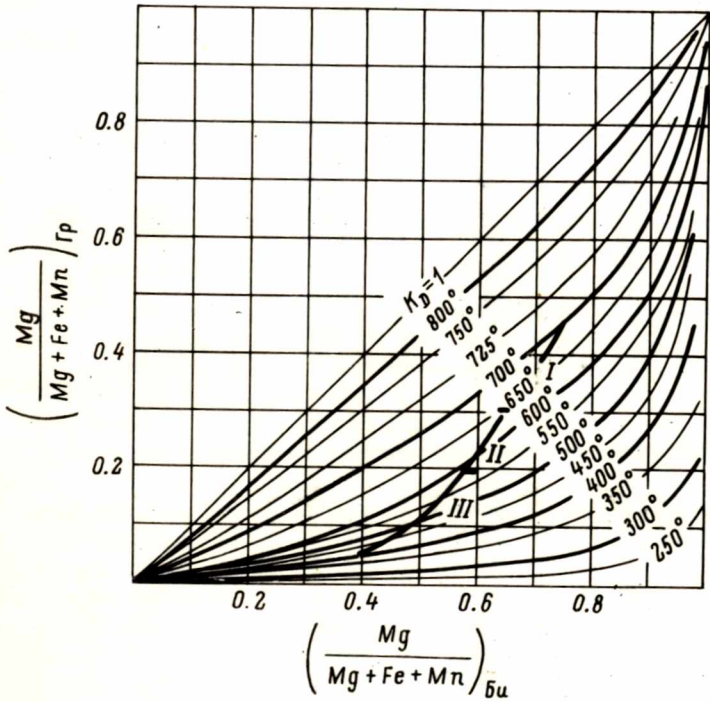


Рис. 42. Положение линии зависимости магнезиальности сосуществующих гранатов и биотитов из пород беломорского комплекса на диаграмме фазового соответствия гранатов и биотитов (Перчук, 1970).

I – субфация дистен-ортоклазовых гнейсов; II – субфация дистен-микроклиновых гнейсов; III – фация дистен-мусковитовых гнейсов.

при давлениях 10–13 кбар, и при давлениях 15–17 кбар базальт полностью превращается в эклогит. Этот интервал давлений принимается за нижнюю границу эклогитовой фации (Соболев, 1960, 1964; Лутц, 1970, и др.). Характер ассоциаций и состав минералов из пород беломорского комплекса свидетельствуют о том, что условия эклогитовой фации при метаморфизме здесь не были достигнуты.

При оценке давления в какой-то мере следует учитывать зависимость устойчивости гиперстена от потенциалов  $SiO_2$  и  $CaO$ . Этот вопрос изучался



Таблица 17

Результаты определения палеотемператур  
по гранат-биотитовому геотермометру (Перчук, 1970)

Номера минералов в табл. 9 и 10	$\chi_{Mg}^{Gr}$	$\chi_{Mg}^{Bt}$	T, °C	Ассоциации (+ Пл, Кв)
Субфация дистен-ортоклазовых гнейсов				
6	0.39	0.70	690	Гр-Би-Ки-Кпш
7	0.36	0.69	660	То же
1	0.41	0.71	700	Гр-Би
2	0.36	0.70	670	То же
3	0.38	0.70	680	" "
10	0.35	0.67	680	" "
32	0.33	0.63	690	Гр-Ди-Ро-Би
29	0.29	0.64	650	Гр-Би с Ди
8	0.34	0.66	670	Гр-Би-Ки
9	0.33	0.70	650	То же
5	0.30	0.65	650	" "
4	0.33	0.68	660	Гр-Би
46	0.26	0.57	650	Гр-Би (ортогнейс)
Субфация дистен-микроклиновых гнейсов				
21	0.23	0.59	610	Гр-Би-Ки-Кпш
22	0.23	0.59	610	Гр-Би-Ки
16	0.21	0.60	600	То же
17	0.23	0.60	600	" "
18	0.24	0.63	600	" "
19	0.24	0.63	600	" "
14	0.24	0.60	620	Гр-Би
11	0.27	0.65	610	То же
12	0.22	0.60	600	" "
13	0.25	0.62	600	" "
15	0.22	0.61	600	" "
23	0.25	0.62	620	" "
24	0.22	0.60	600	" "
25	0.16	0.53	590	" "
28	0.20	0.56	600	Гр-Би-Ки с Му
47	0.16	0.52	600	Гр-Би (ортогнейс)
48	0.16	0.51	600	То же
57	0.18	0.51	620?	Гр-Би-Ки-Кпш-Му
Фация дистен-мусковитовых гнейсов				
27	0.15	0.52	550	Гр-Би-Му-Ки
26	0.13	0.55	520	То же
51	0.10	0.50	500	Гр-Би с Ро
49	0.06	0.45	500	Гр-Би
50	0.08	0.42	500	То же
52	0.04	0.42	400	" "

Таблица 18

Результаты определения палеотемператур  
по гранат-амфиболовому геотермометру (Перчук, 1970)

Фация метаморфизации	Номера минералов в табл. 9 и 10	$\chi_{\text{Гр}}^{\text{Mg}}$	$\chi_{\text{Po}}^{\text{Mg}}$	T, °C	Ассоциации (+Пл, Кв)
Дистен-ортоклазовая	41	0.44	0.78	620	Гр-Ро (-Ди)
Дистен-микроклиновая	42	0.21	0.60	580	Гр-Ро-(-Ди)
	43	0.26	0.65	600	То же
	44	0.18	0.58	550	" "
Дистен-мусковитовая	45	0.12	0.51	480	Гр-Ро-Эп (-Ди)

А.А. Маракушевым (1965), который пришел к заключению, что с ростом потенциала  $\text{CaO}$  и снижением потенциала  $\text{SiO}_2$  поле устойчивости ассоциации гиперстена и плагиоклаза сужается, а граната и диопсида - расширяется. В беломорских породах образование гранат-диопсидовых ассоциаций идет как в условиях увеличения потенциалов этих компонентов, так и в условиях возрастания потенциала  $\text{CaO}$  при снижении потенциала  $\text{SiO}_2$ .

Таким образом, на основе использования РТ-схемы минеральных фаций А.А. Маракушева (1968) и гранат-биотитового геотермометра Л.Л. Перчука (1970) можно заключить, что метаморфизм пород беломорского комплекса субфации дистен-ортоклазовых гнейсов проходил при температурах 650-700°, соответствующих низкотемпературной области гранулитовой фации, и давлениях 12-14 кбар (рис. 41). Такими же значениями оценивают давление для высокотемпературной области фации дистеновых гнейсов Н.Л. Добрецов и др. (1970), схема метаморфических фаций которых положена в основу классификации по степени метаморфизма пород беломорского комплекса. Однако температурные условия метаморфизма для этой области РТ-схемы ими определяются интервалом температур 750-800°, что на 100° выше принятых нами значений.

Такие условия метаморфизма сопоставимы с гранат-клинопироксеновой субфацией гранулитовой фации высоких давлений (den Tex, 1965), с роговообманково-клинопироксен-альмандиновой субфацией гранулитовой фации (Waard, 1964), с гранулитами высоких давлений (Грин, Рингвуд, 1968) и, по-видимому, с субфацией эклогитоподобных пород (Лутц, 1970).

На территории восточной части Балтийского щита породы гранулитовой фации пользуются широким распространением среди разнообразных комплексов, сформировавшихся в различные периоды геологической истории региона и в различной термодинамической обстановке. К ним относятся гранулиты Центрально-Кольского блока (Бондаренко, Дагелайский, 1968) и гранулиты финской (Eskola, 1952) и русской Лаппандии (Гранулитовая фация..., 1972) на Кольском полуострове, гранулиты Северного Припadoжья (Судовиков и др., 1970) и Западной Карелии (Корсакова, 1969). Данные по условиям метаморфизма этих комплексов обобщены в работе "Гранулитовая фация метаморфизма" (1972). В этой работе выделяются три главных геологических типа гранулитов, для которых характерны определенные ассоциации. Лаппандские и ладожские гранулиты явились прототипами выделенных двух типов, а



гранулиты Центрально-Кольского блока и Западной Карелии рассматриваются как представители гранулитов алданского типа. Породы субфации дистен-ортоклазовых гнейсов, соответствующие по температурным условиям гранулитовой фации, отличаются от гранулитов этих типов и занимают среди них обособленное положение. Для них характерны специфические парагенезисы, отражающие условия высоких давлений при метаморфизме.

Среди метаморфических комплексов других регионов породы субфации дистен-ортоклазовых гнейсов пока не имеют себе аналогов. Вероятно, наиболее близки к ним по условиям образования некоторые породы ваханской серии докембрия юго-западного Памира (Зотов, 1968; Кориковский, 1969б) и гранулиты Саксонии (Scheumann, 1954), где отмечаются ассоциации кианита с ортоклазом. Но на Памире с кианитом ассоциирует кордиерит, а в Саксонии среди кианитосодержащих пород распространены породы с гиперстеном, а в зонах мигматизации — с силлиманитом и кордиеритом. Все это свидетельствует о несколько иных условиях метаморфизма этих комплексов.

Метаморфизм беломорского комплекса субфации дистен-ортоклазовых гнейсов в соответствии с принятыми РТ-условиями характеризуется более высокими давлениями, чем сутамская субфация глубинности Алданского (Маракушев, 1965) и Анабарского (Лутц, 1970) шитов, соответствующая наибольшим глубинам погружения при нормальном геотермическом градиенте, когда давление на твердые фазы является давлением нагрузки. О соотношениях давлений и глубинности метаморфизма существует несколько точек зрения. Одни исследователи высказывают мысль, что условия высоких давлений при метаморфизме, типа беломорских, могут быть следствием избыточных давлений за счет дополнительных тектонических нагрузок (Соболев, 1960; Добрецов и др., 1970).

Другую точку зрения высказывает А.А. Маракушев (1968), который считает давление функцией только глубинности, а эффект проявления ассоциаций минералов, характерных для высоких давлений, может быть объяснен высоким давлением воды на минералы. Рассмотрению этой проблемы посвящена специальная сводка Р.У.Р. Рутланда (1967), который приходит к выводу о возможном существовании какого-то источника избыточного давления, но при этом роль избыточного тектонического давления в процессе метаморфизма кианитовой ступени им ставится под сомнение.

Наши предварительные выводы сводятся к тому, что наиболее ранний фиксируемый и пока наименее изученный период метаморфизма характеризуется ассоциациями фации двупироксеновых гнейсов, или гранулитовой фации умеренных давлений, предположительно сопоставимых с гранулитовыми комплексами Анабарского, Алданского шитов и других районов, слагающих нижние горизонты земной коры (Лутц, 1970). В последующий период, характеризующийся широко развитыми процессами мигматизации и ультраметаморфизма, условия меняются, характер минеральных ассоциаций свидетельствует о высоких давлениях, которые, как будет видно при характеристике метаморфизма субфации дистен-микроклиновых и фации дистен-мусковитовых гнейсов, сохраняются в центральной части Западного Беломорья на протяжении длительной последующей истории геологического развития. Как показывают геологические наблюдения, одностороннее давление в формировании беломорского комплекса не играет значительной, тем более определяющей роли. Условия высоких давлений, таким образом, имели региональное распространение, возможно, обусловленное низким геотермическим градиентом этого участка земной коры, равному в среднем  $\approx 18^\circ/\text{км}$  (den Tex, 1965).



## Субфация дистен-микроклиновых гнейсов

В результате неоднократно проявленной в последующие периоды складчатости и метаморфизма в условиях субфации дистен-микроклиновых гнейсов породы субфации дистен-ортоклазовых гнейсов были интенсивно диафторированы. Диафторез уничтожил границы распространения пород субфации дистен-ортоклазовых гнейсов, сохранившихся к настоящему времени в виде небольших реликтовых участков и площадей.

Метаморфизму субфации дистен-микроклиновых гнейсов породы беломорского комплекса были подвергнуты неоднократно: в заключительный период раннего развития беломорид, для которого характерно формирование структур северо-западного направления, и во время образования складок с субширотным простираанием осевых плоскостей. Это обуславливает некоторое разнообразие метаморфических процессов и их наложенный характер в изофациальных условиях. В районах распространения реликтов субфации дистен-ортоклазовых гнейсов встречаются породы переходного метаморфизма от субфации дистен-ортоклазовых к субфации дистен-микроклиновых гнейсов; они образовались в результате частичной перекристаллизации пород высокотемпературной субфации, отражающей степень участия пород в диафторических процессах. В основном же породы полностью перекристаллизованы, состав минералов из них варьирует в небольших пределах.

Породы субфации дистен-микроклиновых гнейсов, преимущественно среднезернистого строения, представлены теми же петрографическими группами — глиноземистыми гнейсами, амфиболитами, эклогитоподобными породами и обширной группой биотитовых, гранат-биотитовых и амфиболсодержащих гнейсов, большинство которых, по-видимому, является ортогнейсами.

Анализ парагенетических ассоциаций. Среди глиноземистых гнейсов выделяются сравнительно мелкозернистые немигматизированные гранат-биотитовые гнейсы, очень напоминающие по облику гнейсы субфации дистен-ортоклазовых гнейсов, за счет которых, они, по-видимому, образовались при изохимическом диафторезе. Отличаются они более совершенными формами граната, большим содержанием биотита и более заметной гнейсовидной текстурой. Для них характерна парагенетическая ассоциация  $\text{Гр}_{73-77}$ - $\text{Би}_{35-40}$ - $\text{Пл}_{30-34}$ - $\text{Кв}$ . При перекристаллизации могут образоваться неравновесные ассоциации, например в мелкозернистом гранат-биотитовом гнейсе субфации дистен-ортоклазовых гнейсов появляется более крупнозернистый гранат субфации дистен-микроклиновых гнейсов с идиоморфными формами в окружении кварца и полевого шпата, осветляющими близлежащее пространство. Сопреженной биотитизации при этом не наблюдается.

Наибольшим распространением в этой группе пользуются средне-, реже крупнозернистые кианит-гранат-биотитовые гнейсы. Кианит в них крупный, отчетливо различимый макроскопически. Как ранее отмечалось, химический состав кианитовых гнейсов субфаций дистен-ортоклазовых и дистен-микроклиновых гнейсов очень близок (табл. 8; рис. 22, 38), что может свидетельствовать об изохимическом их диафторезе при увеличивающемся содержании воды. Ассоциация гнейсов субфации дистен-ортоклазовых гнейсов  $\text{Гр}$ - $\text{Би}$ - $\text{Ки}$ - $\text{Кпш}$ - $\text{Пл}$ - $\text{Кв}$  в условиях повышающегося  $\mu\text{H}_2\text{O}$  становится неустойчивой. При перекристаллизации калиевый полевой шпат, вероятно, реагирует с гранатом с образованием биотита и кианита, содержание которых в породе возрастает. Для кианитовых гнейсов характерна следующая ассоциация:  $\text{Гр}_{75-79}$ - $\text{Би}_{37-41}$ - $\text{Ки}$ - $\text{Пл}_{28-33}$ - $\text{Кв}$ . Вместе с тем следует обратить внимание на случаи метасоматического происхождения кианитовых гнейсов в условиях субфации дистен-



микроклиновых гнейсов, связанного с мигматизацией этого периода и около-жильными изменениями в экзоконтактах жил гранитов второй возрастной группы. Исходные породы представлены немигматизированными мелкозернистыми гранат-биотитовыми гнейсами субфации дистен-ортоклазовых или дистен-микроклиновых гнейсов. Масштабы метасоматического изменения глиноземистых гнейсов невелики, так же как и интенсивность мигматизации этого периода, которая в пределах изученной территории наиболее проявлена на побережье Белого моря, к востоку от устья реки Поньгомы. Здесь можно встретить кианитовые гнейсы субфации дистен-микроклиновых гнейсов, содержащие капиевый полевой шпат.

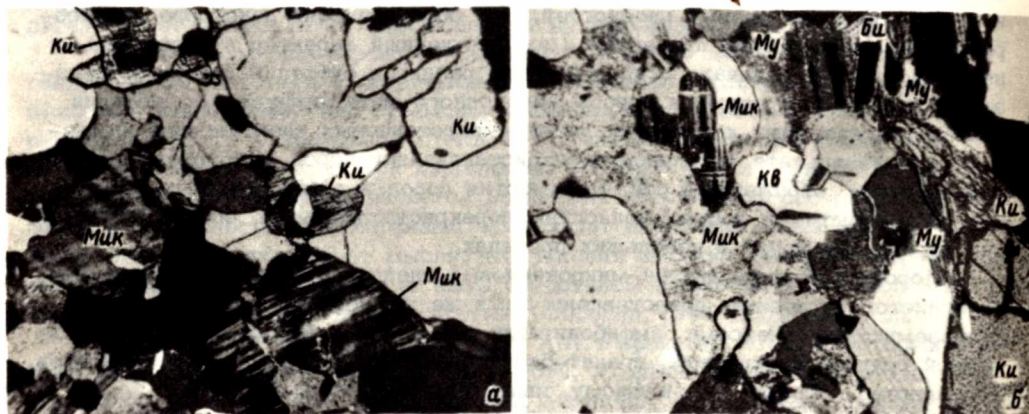
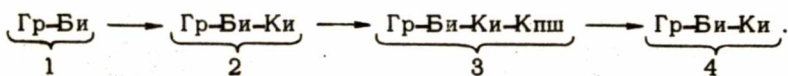


Рис. 43. Ассоциации кианита с микроклином (а) в мелкозернистом аплите (шлиф 162-3, увел. 25) и кианита с микроклином и мусковитом (б) в кианит-мусковит-гранат-биотитовом гнейсе (шлиф 443-1, увел. 42). С анализатором.

Рассмотрим один из примеров околожильного изменения гранат-биотитовых гнейсов в экзоконтактах гранитов II возрастной группы, который наблюдался к северу от приустьевой части р. Куземы. Здесь распространены мелкозернистые гранат-биотитовые гнейсы субфации дистен-микроклиновых гнейсов (проба 14; табл. 9 и 10), в которых наблюдаются маломощные жилки крупнозернистых существенно микроклиновых (табл. 16; обр. В-629-3) гранитов, имеющие общее субширотное простирание. Они разгнейсованы и вместе с вмещающими гнейсами смяты в складки с субмеридиональным простиранием осевых плоскостей. Для гранитов этого района характерно присутствие в них кианита и микроклина без реакционного взаимоотношения между ними (рис. 43, а). Кианит приурочен к гранатовым или гранат-биотитовым обособлениям, являющимся, по-видимому, реликтами вмещающих пород, или распространен в основной массе гранитов. На всем протяжении контакта гранита и гранат-биотитового гнейса отчетливо выражены две зоны околожильного метасоматического изменения общей мощностью около 10 см. Внешняя зона представлена кианитовыми гнейсами, в которых ближе к гранитам появляется микроклин (проба 21), во внутренней зоне микроклин отсутствует, но увеличивается содержание биотита относительно граната (проба 22). В непосредственном контакте с гранитами порода приобретает существенно биотитовый состав с единичными зернами граната. Таким образом, наблюдается следующая схема минеральных парагенезисов:



В этом направлении отмечается постепенное увеличение биотита относительно граната, и ассоциации в кианит-гранат-биотитовых гнейсах (2 и 4) отличаются соотношениями граната и биотита. Такая схема ассоциаций свидетельствует об увеличении потенциалов воды и калия, причем последний, вероятно, был более подвижен, чем  $\text{H}_2\text{O}$ . Благодаря этому в ассоциации 3 присутствует капиновый полевой шпат, который в дальнейшем становится неустойчивым и с его участием идет образование биотита и кианита за счет граната. Судя по незначительному изменению железистости сосуществующих гранатов (пробы 14  $\rightarrow$  21  $\rightarrow$  22; F - 75.7  $\rightarrow$  76.5  $\rightarrow$  77.2) и биотитов (-40,0  $\rightarrow$  40,8  $\rightarrow$  41,2), процесс был, по-видимому, близким к изотермическому. Сравнивая ассоциации минералов из зон метасоматического изменения (Гр<sub>76-77</sub>-Би<sub>40-41</sub>-Ки+Кпш-Пл<sub>30-34</sub>-Кв) и из пород независимо от первоначального генезиса, ставших в этот период регионально метаморфизованными (Гр<sub>75-79</sub>-Би<sub>37-41</sub>-Ки-Пл<sub>28-33</sub>-Кв), можно увидеть их полную аналогию, что позволяет заключить, что метаморфизм и метасоматоз протекали в одних РТ-условиях. Учитывая это, мы считаем возможным использовать ассоциацию в метасоматических кианитовых гнейсах с микроклином для оценки степени метаморфизма насыщенных  $\text{K}_2\text{O}$  бедных кальцием глиноземистых пород (рис. 40-2-1). Подчеркнем, что в этих условиях уже распространен микроклин, а не ортоклаз (табл. 16).

Сравнение химического состава исходной и метасоматически измененных пород (табл. 7; пробы 57  $\rightarrow$  64  $\rightarrow$  65) показывает, что метасоматический процесс сопровождается десиликацией, содержание Ti, Al, Fe, Mg и K увеличивается, содержание Ca и Na на первом этапе уменьшается и затем снова немного увеличивается, но на фоне общего увеличения содержания компонентов при десиликации, содержания Ca и Na, очевидно, снижается. Таким образом, в целом, за исключением Na, намечается такое же направление изменения химического состава и такое же поведение при метасоматозе, что и в условиях субфации дистен-ортоклазовых гнейсов. Натрий в этих условиях, по-видимому, становится подвижным и выносится. Эти данные можно дополнить сравнением состава немигматизированных гранат-биотитовых гнейсов субфаций дистен-ортоклазовых и дистен-микроклиновых гнейсов и кианитовых гнейсов, среди которых они были обнаружены в виде реликтов (пробы 22  $\rightarrow$  59; табл. 7). Минеральный состав породы при метасоматозе (пробы 57  $\rightarrow$  64  $\rightarrow$  65) изменяется в сторону увеличения содержания цветных минералов и относительного увеличения содержания биотита за счет граната, содержание плагиоклаза снижается, хотя его состав практически не меняется.

Среди глиноземистых пород распространены также среднезернистые гранат-биотитовые гнейсы с ассоциацией Гр<sub>75-82</sub>-Би<sub>38-47</sub>-Пл<sub>25-30</sub>-Кв, в которых выделяются разности, образованные по эклогитоподобным породам при мигматизации в условиях субфации дистен-микроклиновых гнейсов (пробы 73, 74), а также существенно биотитовые с небольшим содержанием граната мигматизированные глиноземистые гнейсы (проба 75).

Среднезернистые амфиболиты и эклогитоподобные породы имеют разнообразный состав в зависимости от присутствия или отсутствия таких минералов, как диопсид, гранат, роговая обманка, скаполит и эпидот. К этой группе относятся также реже встречаемые диопсид-эпидот-плагиоклазовые и диопсид-эпидот-скаполитовые породы.

Для большинства амфиболитов устанавливается реликтовая ассоциация диопсид-плагиоклаз, которая впоследствии в одних условиях подвержена ам-



фиболоизации и породы превращены в безгранатые амфиболиты, часто содержащие диопсид, в других — преобразуется в наиболее распространенные в Беломорье гранатые амфиболиты. Таким же изменениям подвергается в это время габбро, которое в контактовых частях или по плоскостям кливажа превращается в полевошпатовые или гранатые амфиболиты.

Наблюдающаяся в пара- и ортоамфиболитах полосчатость часто бывает обусловлена чередованием полос с различным содержанием граната — до гранатитов, пород существенно гранатого с кварцем состава. Их образование здесь связывается с окварцеванием, гранат нередко имеет зональное концентрическое строение, которое подчеркивается включениями сфена, цоизита, кварца и других минералов. Судя по параметру решетки и оптическим свойствам ( $a_0 = 11.56$ ,  $N = 1.789$ ,  $d = 3.97$ ), гранаты из гранатитов содержат меньше кальция, чем гранаты из амфиболитов и эклогитоподобных пород (проба 44 —  $a_0 = 11.63$ ,  $N = 1.793$ ,  $d = 3.996$ ).

Полосчатость в амфиболитах бывает, кроме того, обусловлена чередованием полос, сложенных эклогитоподобными породами и гранатовыми амфиболитами, причем взаимоотношения их могут быть различные. В одних случаях эклогитоподобные породы образуются за счет амфиболитов (рис. 39), в других — наблюдается амфиболитизация эклогитоподобных пород, которые при нарастании процесса сохраняются в виде пятнистых реликтовых участков. Генезис эклогитоподобных пород не всегда ясен. Некоторые из них, по-видимому, образуются при кальциево-кремниевом или кальциево-метасоматозе. Для последнего характерны эклогитоподобные породы со скаполитом, эпидотом, к ним иногда приурочены кальцитовые прожилки (северный берег губы Домашней). В качестве примера таких эклогитоподобных пород приведем ассоциацию  $\text{Gr}_{80}^{41}\text{-Ди}_{37}\text{-Пл}_{47-48}\text{-Ск}_{66}\text{-Эп}$  (проба 38).

В ряде случаев намечается отчетливая связь образования гранат-диопсидовых и гранат-диопсид-плаггиоклазовых ассоциаций с мигматизацией амфиболитов. Гранат-диопсидовые ассоциации образуются не только в экзоконтактах жильного материала мигматитов или гранитных жил, но и в самих гранитах в виде крупных зерен или агрегатов зерен диопсида в окружении граната размером до 5–6 см в поперечнике (о. Парыга, губа Домашняя). На Каннаволоцких островах (рис. 7) гранат-диопсидовая ассоциация наблюдалась в микроклинсодержащих гранитах. По составу гранат и диопсид из плаггиогранита (проба 39; табл. 9 и 12) близки гранатам и диопсидам из вмещающих эклогитоподобных пород (пробы 37, 38) субфации дистен-микроклиновых гнейсов.

При развитии процесса мигматизации гранат-диопсидовая ассоциация сменяется роговообманково-плаггиоклазовой. На границе граната и диопсида начинают развиваться роговая обманка по диопсиду и плаггиоклаз — по гранату вплоть до полного замещения. Гранат нередко сохраняется в виде корродированных реликтов неправильной причудливой формы в новообразованном плаггиоклазе, к этой стадии преобразования относится появление в породе биотита.

Таким образом, при мигматизации амфиболитов может наметиться следующая последовательность минералообразования: в начальные стадии, характеризующиеся, вероятно, кислотными условиями, образуется безводная, бедная щелочами гранат-диопсидовая ассоциация, которая затем при увеличении щелочности сменяется роговообманково-плаггиоклазовой и роговообманково-биотит-плаггиоклазовой ассоциациями. В этих условиях конечными продуктами мигматизации амфиболитов являются биотит-амфиболовые и амфибол-биотитовые гнейсы.

Вместе с тем в условиях субфации дистен-микроклиновых гнейсов возможно преобразование эклогитоподобных пород и амфиболитов субфации дистен-ортоклазовых гнейсов, а также габбро при мигматизации в гранат-био-

титовые гнейсы глиноземистого типа в той же последовательности, что и в условиях субфации дистен-ортоклазовых гнейсов. Такое преобразование было изучено на о-вах Вересовки (проба 32 → 29 → 23 → 24; табл. 9 и 10). Кроме того, ранее было описано воздействие гранитов второй возрастной группы на габбро в районе Юдомнавопока, в результате которого образуются такие же гранат-биотитовые гнейсы. В губе Нечаева распространены также гранат-амфибол-биотитовые гнейсы, образованные при мигматизации амфиболитов в условиях субфации дистен-микроклиновых гнейсов. Они содержат зеленую роговую обманку и грязно-коричневый биотит, не характерные для пород субфации дистен-ортоклазовых гнейсов.

Мы рассмотрели только несколько примеров минеральных преобразований в амфиболитах и эклогитоподобных породах при метаморфизме и мигматизации в условиях субфации дистен-микроклиновых гнейсов. Наиболее типичными парагенетическими ассоциациями этого этапа метаморфизма являются:

Гр<sup>37-41</sup><sub>79-82</sub>-Ди<sub>31-37</sub>-Пл<sub>35-50</sub><sup>+</sup>Кв, Ск, Эп (рис. 40-2-I) - в эклогитоподобных породах и Гр<sup>27-38</sup><sub>74-81</sub>-Ро<sub>40-42</sub>-Пл<sub>28-38</sub> - в амфиболитах (рис. 40-2-II).

Нами была изучена ассоциация в граните первой возрастной группы, по крайней мере дважды смятом в складки в фазы  $F_2''$  и  $F_3$  и превращенном в лейкократовый гранат-биотитовый гнейс (проба 47; табл. 9 и 10). По составу минералов ассоциация Гр<sub>83-84</sub>-Би<sub>48-49</sub>-Пл<sub>20-25</sub>-Кв является типичным образованием субфации дистен-микроклиновых гнейсов. Такая же ассоциация минералов наблюдается в ортогнейсах юго-восточной части оз. Заячьего (проба 48).

Условия метаморфизма субфации дистен-микроклиновых гнейсов. Положение парагенетического треугольника Гр<sub>76-77</sub>-Би<sub>40-41</sub>-Ки-Мик-Пл-Кв на РТ-схеме минеральных фаций для насыщенных  $K_2O$  бедных кальцием глиноземистых пород (рис. (40-2-I) и определение палеотемператур по гранат-биотитовому термометру (табл. 17) характеризуют узкий интервал колебания температур (590-620°) при метаморфизме субфации дистен-микроклиновых гнейсов, соответствующих условиям метаморфизма амфиболитовой фации (рис. 43). Применение гранат-амфиболового термометра (табл. 18) дает температуры метаморфизма 550-600°. Сохранность качественного состава минеральных ассоциаций (кианита с калиевым полевым шпатом, диопсида с гранатом и др.) может свидетельствовать о сохранности условий высоких давлений при метаморфизме либо их небольшом снижении. Таким образом, в температурных условиях амфиболитовой фации породы Беломорья также были метаморфизованы при высоких давлениях, такой тип метаморфизма соответствует низам фации дистеновых гнейсов и амфиболитов (Добрецов и др., 1970) или выделенной нами ее субфации дистен-микроклиновых гнейсов, но, как и для субфации дистен-ортоклазовых гнейсов, температуры метаморфизма субфации дистен-микроклиновых гнейсов оцениваются нами несколько ниже (примерно на 100°), чем Н.Л. Добрецовым и др. (1970).



## Г л а в а VII

### ФАЦИЯ ДИСТЕН-МУСКОВИТОВЫХ ГНЕЙСОВ

Рассматривая историю геологического развития только зоны распространения пород субфации дистен-ортоклазовых гнейсов, можно отметить, что метаморфизм фации дистен-мусковитовых гнейсов имел место в ранние (район озер Юпозеро-Крохино) и поздние (район губы Поньгомы) фазы формирования структур субширотного направления, а также в периоды образования складок с северо-восточными и субмеридиональными осевыми плоскостями. В результате диафторез фации дистен-мусковитовых гнейсов можно встретить почти повсеместно, хотя его интенсивность неравномерная, как неравномерны и проявления деформаций этого времени.

Заслуживает особого рассмотрения вопрос о границе температурных аналогов амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций метаморфизма при высоких давлениях в районе центральной части Западного Беломорья. Нами вслед за Н.Л. Добрецовым и др. (1970) за их границу принимаются условия минерального равновесия микроклин + кианит  $\rightarrow$  мусковит + кварц. На это равновесие влияют соотношения ( $Na : K$ ) в сосуществующих мусковитах и микроклинах, а также состав плагиоклазов (Guidotti, 1963; Маракушев, 1965; Evans, Guidotti, 1966), поэтому условия реакции, вероятно, дивариантны, и на диаграммах они могут быть изображены не линией, а полосой (Кориковский, 1969). Обычно описанное равновесие используется в качестве границы между гранулитовой и амфиболитовой фациями (Елисеев, 1959), высоко- и среднетемпературными парагенезисами (Маракушев, 1965) в соответствии с экспериментальными данными (Segnit, Kennedy, 1961; Винклер, 1969) и теоретическими расчетами (Перчук, 1970), которые свидетельствуют о постепенном увеличивающихся температурах реакции в области низких давлений ( $580-660^{\circ}$ ) и сохраняющихся на одном уровне ( $660-665^{\circ}$ ) при возрастании давления. А.А. Маракушевым (1960, 1968) теоретически было рассчитано положение этой линии на диаграммах  $P - \mu_{H_2O}$  и  $P - T$ . Линия имеет наклон, уходя с возрастанием давления в область все более низких температур.

Полученные нами данные по метаморфизму глиноземистых пород согласуются с выводами А.А. Маракушева. Ассоциация кианита с калиевым полевым шпатом характерна не только для температурного аналога гранулитовой фации, т.е. субфации дистен-ортоклазовых гнейсов ( $660-690^{\circ}$ ), но является устойчивой и при температурах, характерных для амфиболитовой фации высоких давлений – субфации дистен-микроклиновых гнейсов ( $600-610^{\circ}$ ). В районе ст. Куземы в кианит-гранат-биотитовых гнейсах была обнаружена ассоциация

ция микроклина с кианитом, мусковитом и кварцем (рис. 43, б), которая характеризует условия, переходные от фации дистеновых гнейсов к фации дистен-мусковитовых гнейсов. Кианит-мусковит-гранат-биотитовые с микроклином гнейсы образуют здесь прослой мощностью около 3 м в гранатовых амфиболитах. Гнейсы мигматизированы крупнозернистым пегматоидным мате-риалом, содержащим кварц, плагиоклаз, светлый микроклин, мусковит в виде чешуйчатых скоплений размером до 2 x 2 см и кианит в виде кристаллов раз-мером 1.5-2 см по длинной оси. Тщательное изучение обнажения показало, что кианитовые гнейсы с мусковитом и микроклином имеют вторичное проис-хождение, они образовались по мелкозернистым гранат-биотитовым гнейсам, скорее всего, субфации дистен-микроклиновых гнейсов при метасоматическом изменении в контакте с жипками пегматоидных гранитов. Гранат-биотитовые гнейсы сохраняются в виде небольших неотчетливых реликтовых пятен, кото-рые четко различаются размером зерен минералов. Это учитывалось при от-боре гранатов и биотитов на химический анализ из этих пород. На анализ выбирались только крупные перекристаллизованные зерна. Данные химическо-го анализа граната, биотита и мусковита из этой породы приведены в табл. 19.

Кианит, мусковит и микроклин в гнейсах находятся в равновесном со-стоянии, без реакционных взаимоотношений (рис. 43, б). Таким образом, ус-ловия реакции микроклин + кианит = мусковит + кварц характеризуются ассо-циацией  $\text{Gr}_{81}$ -Би<sub>49</sub>-Ки-Мик-Му-Пл<sub>28-29</sub>-Кв (рис. 40-3-Г). Возможно, биотит здесь неравновесен с гранатом такого состава и характеризует условия сни-жающейся температуры при развитии процесса. Об этом свидетельствует по-ложение точки соотношения железистости граната и биотита на довольно чет-кой корреляционной диаграмме (рис. 34, а), что сказывается также на ре-зультате определения палеотемпературы (табл. 17), которая явно завышена. Вместе с тем эта ассоциация с данной железистостью граната занимает на РТ-схеме (рис. 41) отчетливое промежуточное положение между ассоциация-ми субфации дистен-микроклиновых и фации дистен-мусковитовых гнейсов. Такое же положение занимает гранат из этой ассоциации на рис. 23. Ориен-тировочно температура реакции, согласно полученным данным, при условии сохраняющегося давления может быть оценена в 580-590°, т.е. значительно ниже, чем по экспериментальным и теоретическим данным в условиях низ-ких и средних давлений. Возможно, на снижение температуры реакции по-влияти помимо давления другие факторы, к примеру  $R_{\text{H}_2\text{O}}$ , которое, по рас-четным данным Н.Л. Добрецова и др. (1970), при  $T = 580-590^\circ$  и  $P = 12$  кбар составляет около 0.2  $P_{\text{общ}}$ . В соответствии с представлениями В.С. Соболе-ва и др. (1966) такое соотношение  $R_{\text{H}_2\text{O}} / P_{\text{общ}}$  характерно для гранулитовой фации метаморфизма, а для района центральной части Западного Беломорья, таким образом, оно остается низким в условиях субфации дистен-микроклино-вых и фации дистен-мусковитовых гнейсов.

Условия образования ассоциации кианит-микроклин-мусковит следует изучать на других примерах, в Беломорье такая ассоциация известна, по дан-ным Н.Г. Судовикова (1948), в районе дер. Лягкомина, только, к сожалению, при ее описании не было указано, присутствует ли гранат или нет.

В фации дистен-мусковитовых гнейсов ассоциация кианита с микрокли-ном и мусковитом неустойчива, и для насыщенных  $\text{K}_2\text{O}$  глиноземистых гней-сов характерны кианит-мусковитовые парагенезисы. Наряду с ними встреча-ются мусковитизированные кианитовые гнейсы, которые являются слабо диаф-торированными образованиями субфации дистен-микроклиновых гнейсов (про-ба 28; табл. 9 и 10).

Выявление зон диафтореза фации дистен-мусковитовых гнейсов в Бело-морье имеет большое практическое значение, так как только в условиях фа-ции дистен-мусковитовых гнейсов, как показывают петрологические и геоло-гические исследования, может образовываться мусковит как во вмещающих



Таблица 19

Химический состав граната и биотита  
из кианит-мусковит-гранат-биотитового с микроклином гнейса  
(обр. 443-1, проба 57) (аналитики В.А. Доильнищина и Н.В. Укконен)

Минерал	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO
Гранат	38.31	—	22.57	—	30.50	1.60	4.05
Биотит	35.97	2.50	20.02	1.62	15.82	0.06	10.00

Таблица 19 (продолжение)

Минерал	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O	П. п. п.	Сумма
Гранат	2.33	0.08	0.08	0.43	—	99.95
Биотит	Сл.	0.14	9.62	0.60	3.84	100.19

## Кристаллохимические формулы

Гранат -  $(\text{Fe}_{2.04}\text{Mg}_{0.48}\text{Mn}_{0.11}\text{Ca}_{0.20})_{2.83}\text{Al}_{2.12}\text{Si}_{3.05}\text{O}_{12}$ ,  
F = 80.9, f = 80.9.

Биотит -  $(\text{Na}_{0.02}\text{K}_{0.96})_{0.98}(\text{Mg}_{1.15}\text{Fe}_{1.02}\text{Fe}_{0.09}^{3+}\text{Ti}_{0.15}\text{Al}_{0.59})_{3.00}$   
 $(\text{Si}_{2.77}\text{Al}_{1.23})_{4.00}\text{O}_{10}(\text{O}_{0.56}(\text{OH})_{1.44})_{2.00}$ ,  
F = 49.1, f = 47.0.

## Нормативный состав граната

Пироп - 16.9

Спессартин - 3.9

Альмандин - 72.1

Гроссуляр - 7.1.

породах, так и в пегматитах независимо от того, в какой период развития Беломорья эти условия были созданы: в период формирования структур субширотного направления - ранние слюдоносные пегматиты (Шипцов, 1969) или в более поздний период формирования складок и зон разгнейсования субмеридионального направления, когда образовалось большинство слюдоносных пегматитов района. Очевидно, этот вывод нельзя распространять на все метаморфические комплексы, он касается только комплексов, метаморфизованных в условиях высоких давлений. При умеренных и низких давлениях образование ассоциаций с мусковитом в гнейсах и формирование слюдоносных пегматитов, согласно положению линии микроклин + силлиманит + вода = мусковит + кварц, вероятно, происходит в условиях амфиболитовой фации метаморфизма (Родионов, 1965, и др.).

Появление мусковита в глиноземистых гнейсах при диафторезе связано с мигматизацией или зонами метасоматоза. В зонах разгнейсования, где эти процессы не фиксируются, кианит сохраняется, он образует вытянутые по

линейности агрегаты мелких зерен, размер которых обусловлен грануляцией при разгнейсовании. При повышении потенциала калия появляются кианит-мусковитовые ассоциации, которые сменяются мусковитовыми, содержание биотита относительно граната при этом постепенно увеличивается.

Особенности изменения петрографического состава вмещающих пород при метасоматозе в условиях фации дистен-мусковитовых гнейсов можно наблюдать в экзоконтактах сплюдоносных пегматитовых жил. Направленность процесса здесь такая же, что и в условиях субфации дистен-ортоклазовых и дистен-микроклиновых гнейсов, различие проявляется в характере минералов (появление мусковита), в составе железомagneзиальных минералов, соответствующих фации дистен-мусковитовых гнейсов (Сафронова, 1968; Гришин, 1970; Полин, 1972), и в большей интенсивности процесса. Теоретически намечается следующий полный ряд смены парагенезисов при исходной породе гранат-биотитового состава: Гр-Би → Гр-Би-Ки → Гр-Би-Ки-Му → → Гр-Би-Му → Би-Му. В этом направлении увеличивается потенциал калия и воды, биотит образуется по гранату вплоть до полного его исчезновения, мусковит развивается по кианиту и плагиоклазу, которые также ближе к экзоконтактам жилы исчезают. Обращает на себя внимание генезис кианитовых гнейсов, слагающих внешнюю зону, которые могут быть образованы при метасоматическом околожильном изменении и во время формирования пегматитов в условиях низкого потенциала калия в температурном интервале фации дистен-мусковитовых гнейсов. С целью изучения особенностей изменения химического состава пород при околожильном изменении пегматитов нами было проведено сравнение химического состава кианитовых гнейсов и их мусковитизированной разности, образовавшейся в экзоконтакте сплюдоносной пегматитовой жилы небольшой мощности, приуроченной к зоне разгнейсования субмеридионального простирания к северу от устья р. Куземы (пробы 66 → 72; табл. 7). Состав породы меняется так же, как и при метасоматозе в условиях субфаций дистен-ортоклазовых и особенно дистен-микроклиновых гнейсов; натрий здесь, по-видимому, также является подвижным компонентом, и содержание его в породе уменьшается.

Таким образом, для насыщенных  $K_2O$  глиноземистых гнейсов характерна парагенетическая ассоциация Гр<sub>85-86</sub>-Би<sub>45-49</sub>-Ки-Му-Пл<sub>28-32</sub>-Кв (рис. 40-4-I)

В лейкократовых гранат-биотитовых или амфиболсодержащих гнейсах появление мусковита или эпидота по температуре, по-видимому, близко к появлению мусковита в глиноземистых гнейсах; ассоциации с мусковитом и эпидотом характерны только для фации дистен-мусковитовых гнейсов.

Для лейкократовых гранат-биотитовых гнейсов характерна ассоциация Гр<sub>89-96</sub>-Би<sub>50-59</sub>-Пл-Кв+Мик, Му. При мигматизации гранат становится неустойчивым и биотитизируется, гнейсы приобретают биотитовый или двуспудяной состав. Среди амфиболитов гранатовые разности распространены меньше, они характеризуются ассоциацией Гр<sub>84</sub>-Ро<sub>49</sub>-Пл<sub>30-32</sub>-Эп-Ди-Кв±Ск

(рис. 40-4-III). Характерным для фации дистен-мусковитовых гнейсов процессом является преобразование гранатовых амфиболитов в полевошпатовые без видимого участия мигматизации, при этом гранатовые амфиболиты сохраняются в виде теневых реликтовых участков. Такое явление, в частности, наблюдалось на одном из островов центральной части оз. Энгозеро. Амфибол в породах фации дистен-мусковитовых гнейсов в основном представлен актинолитовой роговой обманкой. В амфиболитах, богатых и бедных кальцием, присутствует эпидот; диопсид также является распространенным минералом. Эклогитоподобные породы, обычно богатые эпидотом и скаполитом, менее распространены, чаще они встречаются в западной части оз. Энгозеро вне зоны распространения реликтов субфации дистен-ортоклазовых гнейсов. Наблюдения



показывают, что и в фации дистен-мусковитовых гнейсов гранат-диопсидовые ассоциации образуются при мигматизации по безгранатовым амфиболитам как в экзоконтактах метатекта, так и в жильной части. Кроме того, отмечаются нередкие случаи возникновения ассоциаций граната и диопсида с светло-зеленой актинолитовой роговой обманкой, эпидотом, скаполитом (Me до 76%) и плагиоклазом с обратной зональностью ( $An = 36-46\%$ ), основность которого возрастает иногда до 93%  $An$  при кальциевом или кремне-кальциевом метасоматозе. Состав гранатов и диопсидов из рассмотренных ассоциаций граната и диопсида нами пока не изучен.

При мигматизации амфиболитов в одних случаях, как выше отмечалось, идет образование гранат-диопсидовых ассоциаций, чаще образуются ассоциации с синевато-зеленой роговой обманкой, зеленовато-коричневым и зеленым биотитом, олигоклазом ( $11-22\% An$ ), эпидотом, нередко с внутренней зоной, представленной ортитом или редкоземельным эпидотом, и в некоторых случаях скаполитом с низкой интерференционной окраской.

В кальцифирах, подвергшихся диафорезу фации дистен-мусковитовых гнейсов, распространены ассоциации: доломит ( $d_{1074} = 2.9$ ,  $d_{3030} = 1.385$ ) - тремолит-флогопит ( $Mt = 1.591-1.600$ ) - кварц (о. Мраморный) и кальцит ( $d_{1074} = 3.020$ ,  $d_{3030} = 1.436$ ) - флогопит-тремолит (оз. Березовое).

Кальцит из последней ассоциации на основании рентгеноструктурных данных содержит  $\approx 4.5\% MgCO_3$ , что по диаграмме Графа и Гольдсмита (Graf, Goldsmith, 1958) соответствует температуре образования немного ниже  $500^\circ$ . Положение парагенетического треугольника с ассоциацией в кианит-мусковитовых гнейсах на РТ-диаграмме (рис. 41), а также определение температур по гранат-биотитовому (табл. 17) и гранат-амфиболовому (табл. 18) геотермометрам характеризуют температурные условия фации дистен-мусковитовых гнейсов  $550-480^\circ$  и даже  $400^\circ$  (рис. 42). О режиме давлений в этом интервале температур можно судить по положению на РТ-диаграмме линии биотит + гранат + кианит + вода = ставролит + мусковит + кварц. Судя по тому, что ставролит в гнейсах фации дистен-мусковитовых гнейсов при благоприятном составе пород (с умеренным содержанием  $K_2O$  и умеренной железистостью) не появляется, можно сделать вывод о том, что условия высоких давлений, характерные для метаморфизма высокотемпературных субфаций, соответствующих по температуре гранулитовой и амфиболитовой фациям, по-видимому, сохранились в температурных условиях эпидот-амфиболитовой фации, что соответствует фации дистен-мусковитовых гнейсов (Добрецов и др., 1970). Если снижение давления при метаморфизме фации дистен-мусковитовых гнейсов все же имело место, то, учитывая верхний предел Р-условий устойчивости ставролита при отмеченных выше температурах (Федькин, 1971; Глебовицкий, 1973), оно, вероятно, не достигало значений ниже 10-9 кбар. Таким образом, давления в условиях фации дистен-мусковитовых гнейсов были выше, чем в кианит-ставролитовой фации глубинности (Кориковский, 1970), являющейся среднетемпературным аналогом изобарического ряда сутамской фации глубинности (Кориковский, 1969). Это отличает комплекс пород центральной части Западного Беломорья от его периферической юго-западной части, прилегающей к нижнепротерозойским образованиям, которые вместе с этой зоной беломорид в ранний период нижнепротерозойского времени претерпели метаморфизм в условиях умеренных давлений.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Как показали проведенные исследования, беломорский комплекс характеризуется сложным геологическим строением, обусловленным его неоднократным участием в деформациях и метаморфизме как в архее, так и протерозое в интервале, датированном геохронологическими методами от 2.95 до 1.8 млрд лет. При таком многообразии метаморфических процессов установление их последовательности стало возможным благодаря применению метода структурно-метаморфического изучения, которое предусматривает в качестве главной задачи тщательную корреляцию во времени тектонических и метаморфических процессов. Применение такой методики позволило привязать образование того или иного минерального парагенезиса ко времени формирования складок определенной возрастной группы.

Минеральные ассоциации в породах беломорского комплекса обычно не содержат минералов-индикаторов, отражающих смену термодинамических условий метаморфизма, и отличаются качественным однообразием, которое создает впечатление изофациальности пород. Задача выделения среди однообразных ассоциаций образований разных ступеней метаморфизма, а также прослеживания эволюции термодинамического режима при метаморфизме на разных этапах геологического развития беломорского комплекса решалась с помощью парагенетического анализа, основанного на выявленной закономерности изменения состава железомagneзиальных минералов при изменении условий метаморфизма. При этом в качестве реперных использовались парагенезисы в богатых калием глиноземистых гнейсах. Полученные результаты свидетельствуют о больших возможностях этого метода.

Как наиболее важные результаты изучения петрологии пород фации дистеновых гнейсов следует отметить следующие.

1. Подразделение фации дистеновых гнейсов на две субфации — дистен-ортоклазовых и дистен-микроклиновых гнейсов, являющихся температурными аналогами гранулитовой и амфиболитовой фаций умеренных давлений. Образования субфации дистен-ортоклазовых гнейсов описываются в литературе впервые.

2. Уточнение границы фаций дистеновых и дистен-мусковитовых гнейсов, соответствующей линии моновариантного равновесия  $Ki + Kпш = Му + Кв$ , которая в условиях высоких давлений смещается в область более низких температур.

3. Выявление некоторых специфических особенностей состава железомagneзиальных минералов, а также геохимической обстановки и дифференциальной подвижности компонентов при метасоматических преобразованиях в



условиях высоких давлений. Они характеризуются общими условиями крайне низкой щелочности, инертным поведением Fe, Mg, Al и, возможно, Na и подвижным поведением K, с одной стороны, и Ca и Si - с другой. В качестве наиболее характерного и широко распространенного проявления такого типа метасоматоза рассматривается образование некоторых глиноземистых, в том числе и кианитовых гнейсов за счет гранат-биотитовых гнейсов и эклогитоподобных пород.

В конечном итоге все эти результаты позволили оценить роль метаморфического фактора при формировании мусковитовых пегматитов и определить, таким образом, наиболее благоприятные условия их образования. Они соответствуют фации дистен-мусковитовых гнейсов (температурные условия эпидот-амфиболитовой фации), а не амфиболитовой фации, как это считается большинством исследователей. Структурно-метаморфическое изучение позволило выявить преимущественную приуроченность сплюснутых пегматитов Западного Беломорья к структурам позднего периода складчатости - складкам или зонам разгнейсования субмеридионального направления.

Фации дистеновых и дистен-мусковитовых гнейсов беломорского комплекса рассматриваются как среднетемпературный аналог жадеит-глаукофанового типа метаморфизма (Miyashiro, 1961), а характерный для раннего этапа развития беломорид метаморфизм субфации дистен-ортоклазовых гнейсов как единственный пока пример проявления метаморфизма высоких давлений на ранней стадии развития земной коры. Последующая история геологического развития свидетельствует, что условия высоких давлений сохранялись и в последующие этапы геологической деятельности этого региона. Таким образом, геодинамический и геохимический режим этого участка земной коры был единым в течение огромного промежутка времени, превышающего 1 млрд лет. Эти факты дают основание считать беломориды специфической тектонической структурой. Изложенный в работе фактический материал свидетельствует о том, что высокие давления при метаморфизме пород беломорского комплекса не могут быть объяснены существованием дополнительных тектонических нагрузок, не было также их проявление кратковременным и импульсивным. Наиболее приемлемым объяснением существования режима высоких давлений, на наш взгляд, может быть низкий геотермический градиент этого участка земной коры.

## ЛИТЕРАТУРА

- Атертон М.П. Состав гранатов в регионально метаморфизованных породах. - В кн.: Природа метаморфизма. М., "Мир", 1967.
- Барт Т. Теоретическая петрология. М., ИЛ, 1956.
- Бобриевич А.Б., Соболев В.С. Эклогитизация пироксеновых кристаллических сланцев архейского комплекса. - Зап ВМО, 1957, ч. 86, вып. 1.
- Бондаренко Л.П., Дагелайский В.Б. Геология и метаморфизм пород архея центральной части Кольского полуострова. Л., "Наука", 1968.
- Борнеман-Старынкевич И.Д. Руководство по расчету формул минералов. М., "Наука", 1964.
- Винклер Г. Генезис метаморфических пород. "Мир", М., 1969.
- Виноградов А.П., Тугаринов А.И. О геохронологии докембрия восточной части Балтийского щита по данным свинцово-урано-ториевого метода измерения абсолютного возраста. - Тр ЛАГЕД АН СССР, 1964, вып. 19.
- Воинов А.С., Богданов Ю.Б. Метаморфическая зональность Пебозерского района. - В кн.: Вопросы магматизма и метаморфизма, т. Ш. Л., 1968.
- Воподичев О.И. Особенности преобразования глиноземистых пород беломорской серии в период ультраметаморфизма (район центральной части Западного Беломорья). - В кн.: Геология сплюснутых месторождений Карелии и Кольского полуострова, методика их разведки и промышленное использование сплюды. Петрозаводск, 1969а.
- Воподичев О.И. К петрологической характеристике пород района губы Поньгомы на Белом море. - Тезисы докладов на Межобластной конференции молодых ученых по теме "Геология и полезные ископаемые докембрия Карельской АССР". Петрозаводск, 1969б.
- Воподичев О.И. Некоторые особенности состава гранатов и биотитов из гнейсов центральной части Западного Беломорья. - В кн.: Минералогия и геохимия докембрия Карелии. Л., "Наука", 1971.
- Геохронологические рубежи и геологическая эволюция Балтийского щита. Л., "Наука", 1972.
- Глебовицкий В.А. Проблемы эволюции метаморфических процессов в подвижных областях. Л., "Наука", 1973.
- Горпов Н.В. Перекрестная складчатость в гнейсах беломорского комплекса и ее значение в тектоническом контроле архейских пегматитов. - Докл. сов. геол., МГК, XXII сессия, Проблема 10. М., "Недра", 1964.



- Горлов Н.В. Структура беломорид. Л., „Наука“, 1967.
- Гранулитовая фация метаморфизма. Л., „Наука“, 1972.
- Григорьев П.К. Материалы по пегматитам Северной Карелии. – Тр.ЦНИИГРИ, 1935, вып. 37.
- Грин Д.Х., Рингвуд А.Э. Переход габбро в эклогит. – В кн.: Петрология верхней мантии. М., „Мир“, 1968.
- Гришин А.С. Геологическая природа физических полей в районе развития сплюснутых пегматитов (Северная Карелия). – Автореф. дисс. М., 1970.
- Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. 1–4. М., „Мир“, 1965–1966.
- Добрецов Н.Л. Значение парциального давления  $H_2O$  и  $CO_2$  в метаморфических системах. – ДАН СССР, 1966, т. 166, № 6.
- Добрецов Н.Л., Ревердатто В.В., Соболев В.С., Соболев Н.В., Ушакова Е.Н., Хлестов В.В. Фации регионального метаморфизма СССР. – Объяснительная записка к „Карте метаморфических фаций СССР“. Новосибирск. „Наука“, 1966.
- Добрецов Н.Л., Ревердатто В.В., Соболев В.С., Соболев Н.В., Хлестов В.В. Фации метаморфизма. М., „Недра“, 1970.
- Другова Г.М. К характеристике гранулитовой фации Алдана. – Тр. ЛАГЕД АН СССР, 1960, вып. 9.
- Другова Г.М., Глебовицкий В.А. Некоторые закономерности изменения состава граната, биотита, роговой обманки при региональном метаморфизме. – В кн.: Региональный метаморфизм докембрийских формаций СССР. М.-Л., „Наука“, 1965.
- Дук В.Л. Складки зоны ультраметаморфизма. Л., „Наука“, 1967.
- Дымкин А.М., Могилева М.П., Тетерев Г.М. К вопросу о генезисе скаполита в магнетитовых месторождениях Тургая. – В кн.: Геология и генезис магнетитовых месторождений Сибири. М., „Наука“, 1967.
- Елисеев Н.А. Метаморфизм. М., „Недра“, 1963.
- Елисеев Н.А. Основы структурной петрологии. Л., „Наука“, 1967.
- Ефимов И.А. Закономерности распространения и образования пород эклогитовой формации Северного и Южного Казахстана. – В кн.: Физико-химические условия метаморфизма и метасоматоза. М., „Наука“, 1964.
- Закруткин В.В. Амфиболы из пород амфиболитовой и гранулитовой фаций Алданского щита. – Геология и геофизика, 1961, № 9.
- Зотов И.А. Некоторые особенности магматизма и метаморфизма кристаллического комплекса юго-западного Памира. – Автореф. дисс. М., 1968.
- Иоффе Л.И. Опыт исследования магнезиальных кальцитов из метаморфических пород в целях термометрии. – В кн.: Геология и петрология докембрия Алданского щита. М., „Наука“, 1966.
- Карпов И.К. Термодинамический расчет Р–Т–диаграммы, полиморфных модификаций  $Al_2SiO_5$  и муллита. – ДАН СССР, 1967, т. 174, № 2.
- Кицуп В.И. Химический состав и физические свойства гранатов из метаморфических пород иенгурской серии и унгринского комплекса Алданского щита. – В кн.: Геология и петрология докембрия Алданского щита. М., „Наука“, 1966.
- Климов Л.В., Равич М.Г., Соловьев Д.С. Чарнокиты Восточной Антарктиды. – В кн.: Чарнокиты, МГК, XXII сессия, Докл. сов. геологов, Проблема 13. М., „Наука“, 1964.
- Коржинский Д.С. Закономерности ассоциации минералов в породах архея Восточной Сибири. – Тр. ИГН АН СССР, 1945, вып. 61, петрограф. сер., 21.

- Коржинский Д.С. Очерк метасоматических процессов. – В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Коржинский Д.С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. М., Изд-во АН СССР, 1957.
- Кориковский С.П. Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембрии Удокано-Становой зоны. М., „Наука“, 1967а.
- Кориковский С.П. Образование некоторых типов дистеновых и сиппиманитовых пород путем кислотного выщелачивания. – В кн.: Проблемы изучения геологии докембрия. Л., „Наука“, 1967б.
- Кориковский С.П. Влияние глубинности на соотношения метаморфических зон в насыщенных  $K_2O$  метапелитовых сланцах и роговиках. – В кн.: Очерки физико-химической петрологии, т. I. М., „Наука“, 1969.
- Кориковский С.П. Парагенезисы и пределы устойчивости ставропита в метаморфических сланцах различной глубинности. – В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. Л., „Наука“, 1970.
- Корсакова М.А. Комплекс гранулитов Восточно-Финляндской антиклинорной зоны. – Тезисы докладов на Межобластной конференции молодых ученых по теме „Геология и полезные ископаемые докембрия Карельской АССР“. Петрозаводск, 1969.
- Косой Л.А. Архейские известняки и генезис беломорской толщи Карелии. – Уч. зап. ЛГУ, 1936, серия геолого-почвенно-географ., № 10, вып. 3.
- Костюк Е.Л., Соболев В.С. Парагенетические типы амфиболитов ряда роговая обманка-актинолит в метаморфических породах. – ДАН СССР, 1965, т. 164, № 4.
- Кратц К.О. О некоторых вопросах геологии протерозоя и строения Балтийского щита. – Тр. ЛАГЕД АН СССР, 1955, вып. 5.
- Кратц К.О. Геология карелид Карелии. Л., „Наука“, 1963.
- Кратц К.О., Шуркин К.А. Геология докембрия восточной части Балтийского щита. – Докл. сов. геологов, МГК, XXI сессия, Проблема 9. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Кузнецов Б.И. Наложенные складки в метаморфических породах беломорского комплекса. – ДАН СССР, т. 185, № 1.
- Куклей Л.Н. О неоднократных проявлениях тектонических деформаций беломорских гнейсов, выявленных при изучении внутренней структуры Риколатвинской складки. – Геотектоника, 1968, № 5.
- Лазарев Ю.И. Структурная и метаморфическая петрология железистых кварцитов Костомукшского месторождения Карельской АССР. Л., „Наука“, 1971.
- Лик Б.Е. Соотношения между составом известковых амфиболов и степенью метаморфизма. – В кн.: Природа метаморфизма. М., „Мир“, 1967.
- Лутц Б.Г. Петрология гранулитовой фации Анабарского массива. М., „Наука“, 1964.
- Лутц Б.Г. Реакции и ступени глубинного метаморфизма. Автореф. дисс. М., 1970.
- Макиевский С.И. К вопросу о тектонике и стратиграфии Беломорья. – Изв. Карельск. и Кольск. фил. АН СССР, 1959, № 4.
- Маракушев А.А., Полин Ю.К. Эклогитовые кристаллические сланцы в докембрийских метаморфических комплексах и условия их образования. – Геология и геофизика. 1962, № 1.
- Маракушев А.А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М., „Наука“, 1965.
- Маракушев А.А. Термодинамика метаморфической гидратации минералов. М., „Наука“, 1968.



- Марфунин А.С. 1962. Полевые шпаты – фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение. М., 1962.
- Михеев В.И. Рентгенометрический определитель минералов. М., 1957.
- Мишарев Д.Т., Амеландов А.С., Захарченко А.И., Смирнова В.С. Стратиграфия, тектоника и пегматитовосность Северо-Западного Беломорья. Тр. ВСЕГЕИ, 1960, нов. серия, т. 31.
- Нагайцев Ю.В., Лебедев В.И. К минералогии и геохимии глиноземистых гнейсов беломорского комплекса (Чупино-Лоухский район). – Вестник ЛГУ, 1971, сер. геол., географ., вып. 4, № 18.
- Перчук Л.Л. Равновесия породообразующих минералов. М., „Наука“, 1970.
- Перчук Л.Л. Сосуществующие минералы. Л., „Недра“, 1971.
- Полин А.К. Минералого-геохимические ореолы пегматитов Северной Карелии. – Автореф. дисс. Воронеж, 1972.
- Полканов А.А. Четвертичная геология Кольского полуострова и Карелии или наиболее восточной части Фенноскандинавского щита. – Докл. сов. геологов, МГК, ХУП сессия, т. II, М., 1939.
- Полканов А.А., Герлинг Э.К. Применение калий-аргонового и рубидий-стронциевого методов для определения возраста пород докембрия Балтийского щита. – Тр. ЛАГЕД АН СССР, 1960, вып. 9.
- Половинкина Ю.Ир., Напавкина Э.Б. Генезис чарнокитов Украины. – В кн.: Чарнокиты, Докл. сов. геологов, МГК, XXII сессия, Проблема 13. М., „Наука“, 1964.
- Пушкарёв Ю.Д., Шуркин К.А. Особенности строения зоны сочленения беломорид и карепид и морфологические типы бластомилонитов. – В кн.: Деформации и структуры докембрийских толщ. Л., „Наука“, 1967.
- Родионов Г.Г. О типах пегматитов и некоторых особенностях пегматитообразования. – В кн.: Минералогия и генезис пегматитов. МГК, XXII сессия, Докл. сов. геологов, Проблема 6. М., 1965.
- Рудник В.А. Атомно-объемный метод в применении к метасоматическому минерало- и породообразованию. Л., „Недра“, 1966.
- Рутланд Р.У.Р. Избыточное тектоническое давление. – В кн.: Природа метаморфизма. М., „Мир“, 1967.
- Салоп Л.И. Геология пегматитовых месторождений Северной Карелии. – Уч. зап. ЛГУ, 1940, № 45.
- Саранчина Г.М. Оливиновые габбро-нориты (друзиты) Керетского района (Беломорья). – Уч. зап. ЛГУ, 1946, № 93.
- Сафронова Г.П. Минералогические и геохимические особенности экзоконтактовых ореолов сплюснутых пегматитов Северной Карелии. – Сов. геология, 1968, № 6.
- Семененко Н.П. Метаморфизм подвижных зон. Киев, „Наукова Думка“, 1966.
- Смирнова В.С., Бабошин В.А. Геологическое строение, метаморфизм и пегматитовосность архейских образований Беломорья. М., „Недра“, 1967.
- Смуликовский К. Замечания об эклогитовой фации метаморфизма. – МГК, XXI сессия, вып. II, М., ИЛ, 1963.
- Смуликовский К. Проблема образования эклогитов. – В кн.: Физико-химические проблемы метаморфизма и метасоматоза. М., „Недра“, 1964.
- Соболев В.С. Роль высоких давлений при метаморфизме. – В кн.: Гранито-гнейсы, МГК, XXI сессия, Докл. сов. геологов, Проблема 14. Киев, Изд-во АН УССР, 1960.
- Соболев В.С. Физико-химические особенности минералообразования в земной коре и мантии. – Геология и геофизика, 1963, № 1.

- Соболев В.С., Добрецов Н.Л., Хлестов В.В. Режим  $H_2O$  и  $CO_2$  при прогрессивном региональном метаморфизме. – ДАН СССР, 1966, т. 166, № 2.
- Соболев Н.В. Парагенетические типы гранатов. М., „Наука“, 1964.
- Стенарь М.М. Беломорская серия архея Кемско-Беломорского района (Западное Беломорье) – В кн.: Геология сплюснутых месторождений Карелии и Кольского полуострова, методика их разведки и промышленное использование слюды. Петрозаводск, 1969.
- Стенарь М.М. Тектоническое развитие архейского комплекса Карелии (беломориды Западного Беломорья). – Геотектоника, 1972, № 5.
- Стенарь М.М., Володичев О.И. К вопросу о реликтовой гранулитовой фации регионального метаморфизма в Западном Беломорье. – В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. Л., „Наука“, 1970.
- Степанов В.С. Друзиты губы Домашней Белого моря. – В кн.: Геохимия гипербазитов Карело-Кольского региона. Л., „Наука“, 1971.
- Степанов В.С., Военушкина Н.А. Перспективы слюдоносности беломорских образований Кемского района КАССР. – В кн.: Геология сплюснутых месторождений Карелии и Кольского полуострова, методика их разведки и промышленное использование слюды. Петрозаводск, 1969.
- Строна А.А. О некоторых друзитах Кандалакшского залива Белого моря. – Материалы по общей и прикладной геологии, 1929, вып. 127.
- Судовиков Н.Г. Метаморфические фации ягулийских горных пород Шуэзерского района. – Тр. Лен. общ. естествоисп., т. 63, вып. 2, 1933.
- Судовиков Н.Г. Глубинные зоны карепид Центральной Карелии. – Докл. сов. геологов, МГК, ХУП сессия, Северная экскурсия. М.–Л., ОНТИ, 1937а.
- Судовиков Н.Г. Геологический очерк Куземо-Поньгомовского района. – Докл. сов. геологов, МГК, ХУП сессия, Северная экскурсия. М.–Л., ОНТИ, 1937б.
- Судовиков Н.Г. Материалы по петрологии Западного Беломорья (гранитизация пород Беломорья). Л., ГОНТИ, 1939.
- Судовиков Н.Г. Геология и петрология архея Западного Беломорья. – Автореф. дисс. Л., 1948.
- Судовиков Н.Г. Метасоматические граниты. – Вестник ЛГУ, 1950, № 10.
- Судовиков Н.Г. Мигматиты, их генезис и методика изучения. – Тр. ЛАГЕД АН СССР, 1955, вып. 5.
- Судовиков Н.Г. К геологической истории докембрия Западного Беломорья. – Тр. ЛАГЕД АН СССР, 1960, вып. 9.
- Судовиков Н.Г. Региональный метаморфизм и некоторые вопросы петрологии. Л., 1964.
- Судовиков Н.Г., Глебовицкий В.А., Другова Г.М. и др. Геология и петрология средней части южного обрамления Алданского щита. Л., „Наука“, 1965.
- Судовиков Н.Г., Глебовицкий В.А., Сергеев А.С., Петров В.П., Харитонов А.Л. Геологическое развитие глубинных зон подвижных поясов (Северное Припadoжье). Л., „Наука“, 1970.
- Сыстра Ю.Й. Тектоническое строение участка оз. Б. Крохино (Западное Беломорье). – Тезисы докл. на Межобл. конф. молодых ученых по теме „Геология и полезные ископаемые докембрия Карельской АССР“. Петрозаводск, 1969.
- Сыстра Ю.Й. О складчатых структурах района Пиземские озера-Каменные озера (Западное Беломорье). – ДАН СССР, 1972, т. 202, № 5.



- Тернер Ф., Дж. Ферхуген. Петрология изверженных и метаморфических пород. М., ИЛ, 1961.
- Тимофеев В.М. Петрография Карелии. - В кн.: Петрография СССР, сер. 1, вып. 5, Региональная петрография. М., Изд-во АН СССР, 1935.
- Трегер В.Е. Таблицы для оптического определения порообразующих минералов. М., ГОНТИ, 1958.
- Федоров Е.С. Минералогическое и петрографическое описание берегов Белого моря. - Горный журнал, 1904, II-III, № 4-7.
- Федькин В.В. Ставролит. Состав, свойства, парагенезисы и условия образования. - Автореф. дисс. М., 1971.
- Харитонов Л.Я. Основные черты стратиграфии и тектоники восточной части Балтийского щита. - Тр. Ш сессии ком. по опред. возр. геолог. формаций. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Хитаров Н.И., Пугин В.А., Слущкий А.Б. Соотношения между андалузитом, кианитом и силлиманитом в условиях умеренных температур и давлений. - Геохимия, 1963, № 8.
- Шатский Н.С. Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы. - Изв. АН СССР, 1946, сер. геол., № 1.
- Шемакин В.М. Петрология гиперстеновых гранитоидов (интрузивных чарнокитов) Северной Карелии. - Автореф. дисс. Л., 1969.
- Шуркин К.А. Сопоставление геологических и радиологических данных по возрасту беломорской и ладожской формаций в Карело-Финской ССР. - Тр. Ш сессии по опред. абс. возр. геол. форм. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Шуркин К.А. К вопросу о классификации ультраметаморфических пород вообще и мигматитов в частности (по материалам исследований Западного Беломорья). - Тр. ЛАГЕД АН СССР, 1957, вып. 7.
- Шуркин К.А. Геологическая история Западного Беломорья. - Тр. Лен. общ. естествоиспыт., 1959, вып. 1.
- Шуркин К.А. Главные черты геологического развития Северо-Западного Беломорья. - Тр. ЛАГЕД АН СССР, 1960, вып. 9.
- Шуркин К.А., Горлов Н.В., Салье М.Е., Дук В.Л., Никитин Ю.В. Беломорский комплекс Северной Карелии и юго-запада Кольского полуострова. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1962.
- Шуркин К.А. Беломориды (геология, петрология, история развития). Автореф. дисс. М., 1964.
- Щипцов В.В. О сплюснутых пегматитах района Юозера (Западное Беломорье). - Тезисы докл. на Межобл. конфер. молодых ученых по теме "Геология и полезные ископаемые докембрия Карельской АССР". Петрозаводск, 1969.
- Эз В.В. О роли изоклиальной складчатости в структуре беломорид. - Геотектоника, 1967, № 3.
- Althaus E. The triple point andalusite-sillimanite-kyanite. An experimental and petrologic study. - Contr. Miner. and Petr., 1967, N 16.
- Bell P.M. Aluminium silicate system: Experimental determination of the triple point. - Sci., 1963, v. 139.
- Clark S.P.Jr., Robertson E.C., Birch F. Experimental determination of kyanite-sillimanite equilibrium relations at high temperature and pressures. - Amer. J. Sci., 1957, v. 255.
- Engel A.E.J., Engel C.G. Progressive metamorphism and granitization of the major paragneiss, northwest Adirondack Mountains, New York. - Bull. Geol. Soc. Amer., 1960, v. 71, N 1.

- Escola P. On the granulites of Lapland. - Amer. J. Sci., 1952, Bowen volume, p. 133-171.
- Evans B.W., Guidotti C.V. The sillimanite-potash feldspar isograd in Western Maine, USA. - Contr. Miner. and Petrol., 1966, v. 12, N 1.
- Foslie S. Hastingsite and amphiboles from the epidote-amphibolites facies. - Norsk. Geol. Tidsskr., 1945, b. 25.
- Gorokhov I.M., Kut'yavin E.P., Volodichev O.I., Duk V.L., Varshavskaya E.S., Samsonov S.P., Krylov I.N. Rb-Sr systems in polymetamorphic rocks of West Coast of the White sea. - ECOG III, Oxford. Abstracts, 1973.
- Graf D.L., Goldsmith I.R. Dolomite-magnesian calcite relation at elevated temperature and CO<sub>2</sub> pressure. - Geoch. et Cosmoch. Acta, 1955, N 7.
- Graf D.L., Goldsmith I.R. The solid solubility MgCO<sub>3</sub> in CaCO<sub>3</sub>, a revision. - Geoch. et Cosmoch. Acta, 1958, N 13.
- Guidotti C.V. Metamorphism of the pelitic schists in the Bryant Pond Quadrangle. - Amer. Miner., 1963, 48, N 7-8.
- Harry W.T. Aluminium replacing silicon in some silicate lattice. - Mineral. Mag., 1950, 29, N 209.
- Hietanen A. On the facies series in the various types of metamorphism. - J. Geol., 1967, v. 75, N 2.
- Kretz R. Chemical study of garnet, biotite and hornblende from gneisses of southwestern Quebec with emphasis on distribution of elements in co-existing minerals. - J. Geol., 1959, v. 67, N 4.
- Kretz R. Garnet-biotite-sillimanite gneisses from Quebec. - J. Petrol., 1964, v. 5, N 1.
- Miyashiro A. Calcium-poor garnet in relation to metamorphism. - Geoch. et Cosmoch. Acta, 1953, v. 4, N 4.
- Miyashiro A. Regional metamorphism of the Gosaisyo-Takanuki district in the Central Abukuma Plateau. - J. Fac. Sci. Univ. Tokyo, 1958, sec. III, II, N 2.
- Miyashiro A. Evolution of the metamorphic belts. - J. Petrol., 1961, N 1.
- Nandi K. Garnets as indices of progressive regional metamorphism. - Mineral. Mag., 1967, 36, N 277.
- Ramberg H. The origin of metamorphic and metasomatic rocks. N. Y., 1952.
- Richardson S.W., Gilbert M.C., Bell P.M. Experimental determination of kyanite-andalusite and andalusite-sillimanite equilibria, the aluminium silicate triple point. - Amer. J. Sci., 1969, v. 267, N 3.
- Sander B. Gefügekunde der Gesteine. Springer, Vienna, 1930.
- Scheumann K.H. Bemerkungen zur Genese der Gesteins- und Mineralfazies der Granulite. - Geologie, 1954, N 2, p. 99-154.
- Sederholm I.I. Über eine archaische Sedimentformation im südwestlichen Finnland und ihre Bedeutung für die Erklärungsweise des Grundgebirge. - Bull. Comm. Geol. Finl., 1899, N 6.



- Segnit E.R., Kennedy G.C. Reaction and melting relations in the system muscovite-quartz at high pressures. - Amer. J. Sci., 1961, v. 259, N 4.
- Shaw D.M. The geochemistry of scapolite. - J. Petrol., 1960, v. 1, N 3.
- Shido F. Plutonic and metamorphic rocks of the Nacoso and Iritono districts in the Central Abukuma Plateau. - J. Fac. Sci. Univ. Tokyo, 1958, sec. II, Pt. 2.
- Turner F.J., Weiss L.E. Structural analyses of metamorphic tectonites. N. Y., 1963.
- Tex den E. Metamorphic lineages of orogenic plutonism. - Geol. on Mijnbouw, 1965, N 4, p. 105-134.
- Tex den E., Vogel D.E. A granulitegebirge at Cabo Ortegal (N.W. Spain). - Geolog. Rundschau, 1962, 52, N 1.
- Viswanathan K. Unit cell dimensions and ionic substitutions in common clinopyroxenes. - Amer. Mineral., 1966, v. 51, N 3-4.
- Waard de D. A proposed subdivision of the granulite facies. - Amer. J. Sci., 1964, 263, N 5.
- Yoder H.S., Tilley C.E. Origin of basalt magmas: An experimental study of natural and syntetic rock system. - J. Petrol., 1962, v. 3, N 3.
- Zen E-an. The stability relations of the polymorphs of aluminium silicate: A survey and some comments. - Amer. J. Sci., 1969, v. 267, N 3.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Введение . . . . .	3
Глава I. История изученности геологии беломорского комплекса . . . . .	7
Глава II. Основные черты геологического строения и метаморфизма пород центральной части Западного Беломорья . . . . .	11
Глава III. Геологическое описание участков . . . . .	19
Район губы Поньгомы . . . . .	19
Район озер Заячьего-Энгозеро . . . . .	45
Район оз. Юлозеро-оз. Скобнево-пос. Тэдино . . . . .	48
Выводы . . . . .	49
Глава IV. Петрографическая и петрохимическая характеристика пород . . . . .	51
Породы субфации дистен-ортоклазовых гнейсов и фации двупироксеновых гнейсов . . . . .	51
О последовательности образования минералов в породах субфации дистен-ортоклазовых гнейсов . . . . .	71
Некоторые петрографические различия пород субфаций дистен-ортоклазовых и дистен-микроклиновых гнейсов и фации дистен-мусковитовых гнейсов . . . . .	73
Особенности химического состава пород субфации дистен-ортоклазовых гнейсов . . . . .	74
Глава V. Характеристика главных породообразующих минералов . . . . .	83
Гранат . . . . .	83
Биотит . . . . .	96
Роговые обманки . . . . .	108
Пироксены . . . . .	111
Кианит . . . . .	113
Кальцит . . . . .	114
Скаполит . . . . .	116
Плагиоклаз . . . . .	116
Калиевый полевой шпат . . . . .	117
Минералы группы эпидота и оливина . . . . .	120
Корреляция железистости сосуществующих железомagneзиальных минералов . . . . .	120



Глава VI. Метаморфизм фации дистеновых гнейсов . . . . .	123
Общие особенности метаморфизма . . . . .	123
Метаморфизм фации двупироксеновых гнейсов . . . . .	127
Субфация дистен-ортоклазовых гнейсов . . . . .	128
Субфация дистен-микроклиновых гнейсов . . . . .	149
Глава VII. Фация дистен-мусковитовых гнейсов . . . . .	154
Заключение . . . . .	159
Литература . . . . .	161

Олег Иванович ВОЮДИЧЕВ

МЕТАМОРФИЗМ ФАЦИИ ДИСТЕНОВЫХ ГНЕЙСОВ  
(НА ПРИМЕРЕ БЕЛОМОРСКОГО КОМПЛЕКСА)

Утверждено к печати

Институтом геологии Карельского филиала АН СССР

Редактор издательства Т. Н. Токарева  
Технический редактор Р. А. Кондратьева  
Корректор Э. Н. Лиша

Сдано в производство и подписано к печати 10/XII 1974 г.  
Формат бумаги 70 x 108 1/16. Бумага № 1. Печ. л. 10 3/4 = 15,05 усл. печ. л.  
Уч.-изд. л. 14,73. Изд. № 5819. Тип. зак. № 1724 М-26177. Тираж 750  
Цена 1 р. 47 к.

Ленинградское отделение издательства „Наука“  
199164, Ленинград, В-164, Менделеевская линия, д. 1

---

1-я тип. издательства „Наука“.  
199034, В-34, Ленинград, 9 линия, д. 12